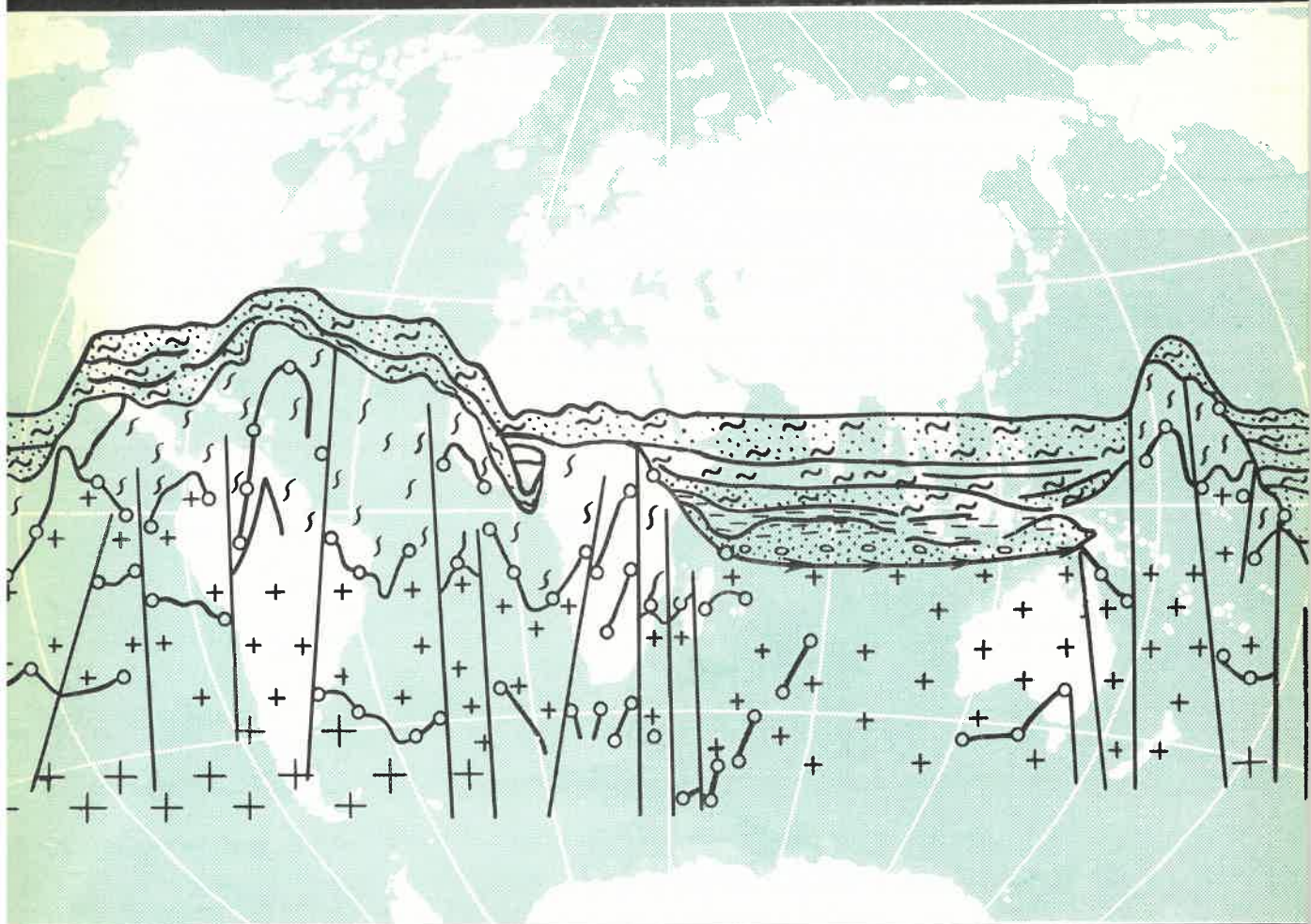


ISSN 0869-7175

Отечественная ГЕОЛОГИЯ



2/1994

ГАЗОГИДРАТЫ ОХОТСКОГО МОРЯ

МИКРОЭЛЕМЕНТЫ НЕФТЕЙ И ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

ТРАНСАРКТИЧЕСКИЙ СЕЙСМОПРОФИЛЬ – ДРЕЙФ
СТАНЦИИ «СЕВЕРНЫЙ ПОЛЮС-28»

СУЛЬФИДЫ ВОСТОЧНО-ТИХООКЕАНСКОГО ПОДНЯТИЯ

Вниманию читателей!

Журнал «Отечественная геология» приглашает к сотрудничеству отечественных и зарубежных исследователей и предпринимателей.

Журнал выписывают геологи России, стран СНГ и специалисты более 30 стран мира.

Журнал публикует рекламу научных и производственных разработок. Реклама в нашем журнале — гарантия Вашего успеха!

Подписаться на журнал и приобрести его можно в редакции в течение всего года по адресу:

113545, Москва, Варшавское шоссе, 129б, тел. 315-28-47.

Отечественная ГЕОЛОГИЯ

Ежемесячный научный журнал

Основан в марте 1933 года

Учредители:

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

2/1994

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор **А. И. Кривцов**

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

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

Содержание

ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

<i>Кабышев Б. П., Вакарчук Г. И.</i> Классификация стратиграфических залежей нефти и газа	3
<i>Соловьев В. А., Гинсбург Г. Д., Дуглас В. К., Кренстон Р., Лоренсон Т., Алексеев И. А., Баранова Н. С., Иванова Г. А., Казаев В. П., Лобков В. А., Маширов Ю. Г., Наторхин М. И., Обжиров А. И., Титаев Б. Ф.</i> Газовые гидраты Охотского моря	10
<i>Берман Ю. С., Мудренко В. М.</i> Взаимосвязь микроэлементов сырых нефтей и вмещающих пород	17

РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ

<i>Сиротинская С. В., Ведяева И. В.</i> Стереометаллогенический анализ колчеданно-полиметаллического оруденения Рудного Алтая методами математической логики	23
<i>Лурье А. М.</i> О рудогенерирующем потенциале красноцветных формаций	31
<i>Мальшинок Ю. В.</i> Амфиболовые асбесты в сиенитовых массивах	38

МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

<i>Коган А.Л., Коц В.Г., Гусева Ю.Б., Дик Г.Г., Мирчинк И.М.</i> Трансарктический сейсмопрофиль по линии дрейфа станции «Северный полюс-28»	45
--	----

<i>Юбко В.Н., Казанцев Р.А., Губанов Ю.Н., Розов П.Б.</i> Рудопроявления глубоководных полиметаллических сульфидов на Восточно-Тихоокеанском поднятии	51
--	----

ГЕОЭКОЛОГИЯ

<i>Закутин В.П., Паукишис Б.П.</i> Геохимические последствия сельскохозяйственного загрязнения подземных вод карстового района Литвы	57
---	----

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

<i>Попов В.Г.</i> Геохимические особенности и возраст рассолов Волго-Уральского бассейна	62
---	----

ДИСКУССИЯ

<i>Четвериков Л.И.</i> Теоретическая иерархическая модель генезиса геологических тел	66
<i>Кузнецов А.А.</i> Структурно-фациально-формационная модель Алдано-Становой геоструктуры	72

ИЗ РЕДАКЦИОННОЙ ПОЧТЫ

<i>Малахов В.Д.</i> О сокращении расконсервации недр	76
---	----

Редакция: Р.В.Добровольская, Л.Д.Овчининская, Г.В.Вавилова, Л.Б.Кожемякина

Сдано в набор 01.02.94. Подписано в печать 13.05.94. Формат 185×270. Бумага офсетная № 1.
Печать офсетная. Тираж 1000 экз.

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

Отпечатано Государственным картографо-геодезическим предприятием

Классификация стратиграфических залежей нефти и газа

Б. П. КАБЫШЕВ (УкрГГРИ), Г. И. ВАКАРЧУК (ГГП «Черниговнефтегазгеология»)

Классификации залежей нефти и газа в синтезированном виде отражают накопленные геологической наукой и практикой сведения об их строении и являются важным средством разработки направлений и методики поисков и разведки новых месторождений. Классификации залежей бывают разные — по типу резервуара, фазовому состоянию углеводородов, типу ловушек. Последняя наиболее представительная и распространенная, чаще используется при поисково-разведочных работах. Правда, сложилось так, что одни исследователи рассматривают ее как классификацию залежей нефти и газа по типу ловушек, другие — только ловушек. Нами данная классификация относится и к залежам, и к ловушкам, хотя понятия эти, естественно, различные. Весьма образно по этому поводу выразился американский исследователь Г. Риттенхауз [19]: «ловушка есть ловушка, независимо от того, есть ли в ней мышка или нет». Ловушки, которые содержат углеводороды, он называет залежами, а без углеводородов — потенциальными углеводородными ловушками. Все это подчеркивает единство (общность) морфогенетической классификации как ловушек, так и непосредственно залежей нефти и газа по типу ловушек.

Стратиграфические ловушки образуются при несогласном перекрытии более молодыми слабо проницаемыми отложениями ранее дислоцированных (моноклинально, антиклинально или по-иному) коллекторских пластов или, наоборот, при несогласном прилегании проницаемых горизонтов к непроницаемым отложениям поднесогласной толщи, в эрозионных выступах и при некоторых других условиях. Такое понимание этого термина укоренилось в русскоязычной геологической литературе, в то время как в американской стратиграфическими называются все разновидности неантиклинальных залежей — литологические, собственно-стратиграфические, биогермные и др. [11].

Опубликовано большое количество классификаций залежей нефти и газа; по данным Г. А. Габриэлянца, около 80 [1]. Выполненный анализ существующих классификаций ловушек позволяет наметить следующие направления их совершенствования: выделение классификационных уров-

ней в последовательности их значимости; отражение всех фактически установленных разновидностей залежей в нефтегазоносных регионах мира; выдержанность в максимально возможной степени принципа и критериев выделения классифицируемых объектов; логическая увязка классификации стратиграфических залежей с общей классификацией их разновидностей. Ни в одной из ранее предложенных классификаций эти условия полностью не выдерживаются, если не считать самых ранних, в которых выделялся только один классификационный уровень дифференциации ловушек и соблюсти единство принципа было нетрудно, но при этом в них отражены далеко не все известные разновидности объектов.

Изучение стратиграфических залежей в различных регионах мира позволяет установить следующие их разновидности и соответственно типы ловушек, которые должны найти отражение в классификации: на локальных антиклиналях и структурах более высокого порядка (моноклинальных участках), с подразделением первых на кольцевые и крыльевые; под стратиграфическими несогласиями, над ними и между двумя несогласиями; в эрозионных выступах фундамента и осадочных пород, с дифференциацией в последнем случае на поднятия и моноклиналях; в зонах несогласия или вблизи поверхности Земли, запечатанные выходами асфальта, а также продуктами разложения минералов; комплексные ловушки в группе неантиклинальных — литолого-стратиграфические, дизъюнктивно-стратиграфические.

Полное отражение в классификации перечисленных условий определяет необходимость выделения не менее 12 разновидностей стратиграфических ловушек, не считая их аналогов среди комплексных неантиклинальных ловушек. В предложенных же классификациях количество разновидностей изменяется от 1 до 12. Если не учитывать ранних, весьма схематичных классификаций, то наибольшее количество разновидностей стратиграфических ловушек выделялось в классификациях В. Е. Хаина [18] — 7, К. С. Маслова [12] — 10, К. К. Гостинцева, Р. И. Грезневой [7] — 12, В. Ю. Керимова [9] — 7. Однако в них не

отражено все многообразие выявленных типов ловушек. Так, в классификациях В. Ю. Керимова и К. С. Маслова нет разделения стратиграфических ловушек на поднесогласные и наднесогласные, кроме того, отсутствуют эрозионно-останцовые. Почти во всех классификациях не выделяются комплексные неантиклинальные ловушки (литолого-стратиграфические, дизъюнктивно-стратиграфические), в которых два типа экранирования не совпадают по площади.

Другой недостаток некоторых морфогенетических классификаций, который отмечает и Г. А. Габриэлянц с соавторами [1], — невыдержанность классификационного признака при выделении групп, типов и классов ловушек. Например, в классификациях И. О. Брода [3], И. В. Высоцкого [4] выделяются пластовые, массивные и литологически ограниченные залежи, но последние тоже могут быть пластовыми и массивными. И вообще излишне в классификации ловушек разделять их на пластовые и массивные, т. к. это относится к дифференциации резервуаров.

Таким образом, анализ схем классификации ловушек нефти и газа показал отсутствие достаточно строгой систематизации выделяемых их разновидностей по морфологическим или генетическим признакам, неохваченность ими известных типов стратиграфических ловушек, отсутствие единой и обоснованной терминологии классификационных уровней. Все это диктует необходимость разработки унифицированной схемы классификации залежей нефти и газа по типу ловушек. Она должна охватывать всю генеральную совокупность залежей, учитывать результаты исследований последних лет по обобщению особенностей строения природных ловушек и залежей различных генетических типов и сочетать все это с новейшими достижениями в области тектоники, седиментологии, палеогеографии нефтегазоносных бассейнов и миграции углеводородов.

Нами не ставится сейчас задача создания такой всеобъемлющей унифицированной схемы классификации ловушек, а лишь представляется ее основной каркас и заполняется его часть, касающаяся стратиграфических ловушек. Классификация, по нашему мнению, должна быть морфогенетической, т. е. основываться на морфологических и генетических признаках, причем этих признаков может быть по каждой группе больше, чем по одному, в большинстве случаев по два, но не более трех.

К принципам построения схемы классификации ловушек (залежей) относятся следующие: количество классификационных уровней (подуровней), их название, выдер-

жанность критерия отнесения ловушек к определенному уровню, наименование разновидностей ловушек (групп, типов, классов), способы разделения ловушек по уровням (подуровням).

Анализ предложенных схем классификации ловушек и распространение их в разных регионах показывают, что для учета всех разновидностей ловушек необходимо наличие в схеме пяти классификационных уровней (градаций). Однако при этом не все уровни будут заполнены реальными объектами. Поэтому целесообразно выделить три уровня градации, которые будут относиться ко всем ловушкам, а в их пределах выделить два подуровня лишь для части ловушек.

Наблюдается большой разноречивостью в названиях уровней (градаций) классификации ловушек, которых в проанализированных схемах выделяется от 2 до 5. Так, первый уровень назван группой в классификациях И. О. Брода, К. С. Маслова, Н. К. Гостинцева, В. А. Гроссгейма, Г. А. Габриэлянца, В. Б. Оленина, А. А. Гусейнова и др., типом в классификациях М. В. Абрамовича, А. И. Леворсена, М. Ф. Мирчина, Г. П. Ованесова, В. Я. Ратнера и др. или классом в схемах И. М. Губкина, А. А. Бакирова, Н. Ю. Успенской, У. Л. Рассела, К. К. Гостинцева, Р. И. Грезневой, В. Ю. Керимова. Соответственно по-разному называются второй уровень (группа, подгруппа, класс, подкласс, тип, подтип) и третий (род, тип, подтип, вид, подкласс, класс). В этих условиях за основу выделения уровней сообществ ловушек по порядку их крупности целесообразно принять иерархию объектов, существующую в палеонтологии, где она весьма устоялась и в определенной степени общепринята. В палеонтологии [10] по мере снижения масштабов выделяются следующие категории объектов: группа, тип, класс, отряд, семейство, род, вид. Для наших целей три основных уровня градации целесообразно выделить в ранге группы, типа и класса, а два дополнительных — как надтип и подкласс (таблица). В основе выделения основных уровней градации ловушек лежит один признак — морфологический или генетический, а подуровней — совокупность тех и других или нейтральные признаки.

При выборе наименований совокупностей ловушек разных групп, типов и классов учитывалось их соответствие определяемому понятию, краткость, распространенность в применении. Положение осложняется тем, что для одних и тех же объектов нередко используются разные названия. Поэтому в ряде случаев целесообразно за определенными разновидностями ловушек закрепить основное и дополнительное названия, как практикуется в минералогии, где некоторые

Классификация стратиграфических залежей нефти и газа

Группа	Надтип	Тип	Класс	Подкласс
Антикли- нальные (сводовые)				
Неантикли- нальные (монокли- нальные)	Однородных экранов	Литологические		
		Стратиграфические	Поднесогласные	
			Наднесогласные	
			Межнесогласные	
			Эрозионно-останцовые	
			Самозапечатанные битумом	вблизи несогласия вблизи поверхности Земли
		Дизъюнктивные		
	Неоднородных экранов	Литолого- стратиграфические		
		Дизъюнктивно- стратиграфические		
		Дизъюнктивно- литологические		
Комбини- рованные		Антиклинально- литологические		
		Антиклинально- стратиграфические	Поднесогласные	кольцевые
				крыльевые
			Наднесогласные	кольцевые
				крыльевые
			Межнесогласные	
			Эрозионно- останцовые	осадочных пород
				фундамента
			Квази- стратиграфические	
			Самозапечатанные	битумом
				продуктами саморазложения
		Антиклинально- дизъюнктивные		

минералы имеют второе название, лучше их характеризующее, например, пирит — серный колчедан, галенит — свинцовый блеск и т. д.

Исходя из указанных принципов и составлена схема классификации ловушек (залежей) нефти и газа (см. таблицу), которая в первом классификационном уровне охватывает всю генеральную совокупность ловушек, а в остальных — только стратиграфические.

Одним из дискуссионных при классификации ловушек является вопрос о том, какие совокупности объектов выделить в I, II, III уровнях, учитывая, что от первого к третьему уровню снижается масштабность объекта классификации. Классификация разрабатывается для обеспечения оптимального функционирования поисково-разведочного процесса, а на всех его стадиях (прогноз, поиски, разведка, подсчет запасов) диффе-

ренциация в подходе к объектам работ прежде всего зависит от характера структурных форм — антиклинальные или неантиклинальные. Поэтому в первом классификационном уровне выделены группы ловушек преимущественно по морфологическому (структурному) признаку — антиклинальные, неантиклинальные и комбинированные. При этом под термином «комбинированная ловушка» подразумевается сочетание обязательно антиклинальной структуры с каким-либо другим ловушкообразующим фактором (литологическим, стратиграфическим, дизъюнктивным), но не последних между собой. Такая основная дифференциация ловушек частично заложена в первом уровне многих существующих схем классификации, однако с обязательной детализацией неантиклинальных ловушек на литологические и стратиграфические (Н. Ю. Успенская, 1950; М. Ф. Мирчина,

1955; А. И. Леворсен, 1958; А. А. Бакиров и др., 1976; К. К. Гостинцев, В. А. Гроссгейм [6]; В. Ю. Керимов, 1987; А. А. Гусейнов и др., 1988). Это, кроме невыдержанности критерия выделения первого уровня градации ловушек, не соответствует последовательности действий геолога-поисковика, который обоснование ввода площадей в бурение начинает с разделения их на антиклинальные и неантиклинальные (субмоноклинальные). В то же время в ряде схем дифференциация ловушек на антиклинальные и моноклинальные находит отражение только на III или даже IV классификационных уровнях (В. Я. Ратнер и др.; А. А. Бакиров; К. К. Гостинцев, Р. И. Грезнева; К. К. Гостинцев, В. А. Гроссгейм), что не отвечает последовательности решаемых задач в поисково-разведочном процессе и является неоптимальным вариантом для классификации.

Нередко используемые другие термины для наименования ловушек первой группы, например, структурные (М. Ф. Мирчинк, Н. Ю. Успенская, М. Б. Абрамович, А. И. Леворсен и др.), неструктурные, ловушки перегибов (В. Я. Ратнер и др.) менее точно отражают сущность определяемых ими понятий, чем термины «антиклинальная, неантиклинальная, комбинированная» ловушки. И не следует, по-нашему мнению, объединять в один класс структурные залежи в антиклинальных ловушках и тектонически экранированных на моноклиналях (А. А. Бакиров и др.). Все-таки с точки зрения методики прогнозирования, подготовки, поисков и разведки залежей нефти и газа между дизъюнктивными, стратиграфическими и литологическими ловушками на моноклинали больше общего, чем между этими ловушками на локальных поднятиях и моноклиналях. Можно привести пример по Днепровско-Донецкой впадине (Волошкское месторождение), когда ловушка на стадии прогноза и первом этапе бурения выделялась как дизъюнктивная на моноклинали, осложненной слабо выраженным структурным носом, а после детального изучения оказалась неантиклинальной литологической. Произошло это потому, что на временных сейсмических разрезах границы литологического замещения песчаных горизонтов в продуктивной части разреза вначале неправильно интерпретировались как малоамплитудные сбросы.

Термин «комбинированная ловушка» критиковался В. Я. Ратнером [8] в связи с тем, что он весьма неопределенный и не отражает основного фактора, контролирующего формирование ловушки. С этим нельзя согласиться. Если учесть, что комбинированные ловушки выделяются в одном уровне

градации с антиклинальными и неантиклинальными, то вполне ясно, какие факторы в этом понятии комбинируются (именно эти факторы).

Второй уровень классификации ловушек (тип) выделяется по генетическим признакам. Для антиклинальных ловушек это разные генетические типы структур, например, платформенные (малоамплитудные) поднятия, геосинклинальные складки, соляные купола и др. Группы неантиклинальных ловушек разделяются на два надтипа — однородных и неоднородных экранов. В первом из них выделяются три типа ловушек — литологические, стратиграфические и дизъюнктивные (тектонически экранированные). Наименования типов наиболее распространены, причем первые два выделяются практически во всех классификациях. Редкая разновидность ловушек, которые встречаются только в классификации В. Я. Ратнера и др. [8], — ловушки надтипа комплексных экранов — литолого-стратиграфические. От предлагавшихся в некоторых классификациях литолого-стратиграфических ловушек они отличаются тем, что литологические, стратиграфические и дизъюнктивные экраны в них не совпадают по площади: одни ограничивают ловушку на моноклинали вверх по ее восстанию, другие являются боковыми.

Критику А. А. Гусейнова и др. [13] в адрес В. Я. Ратнера [8] за выделение ловушек разнородных экранов нельзя признать обоснованной. А. А. Гусейнов и другие исследователи указывают, что это «предопределяет неоднозначность при отнесении конкретных ловушек к тому или иному типу. В любом случае может быть выделен тот или иной преобладающий фактор, который приводит к формированию экрана» (с. 23). Но возникает вопрос, как выделить преобладающий фактор, если залежь на моноклинали с одного края ограничена литологическим замещением пород, а с другого — стратиграфическим несогласием или сбросом и оба экрана одинаковы по протяженности?

В классификации А. А. Бакирова и др. [2], В. Ю. Керимова [9] выделяются классы литолого-стратиграфических залежей и месторождений, в которых два разных генетических фактора экранирования (литологический и стратиграфический) совпадают по площади. К. С. Маслов [12] такие ловушки называет пралитолого-стратиграфическими («изначально литологические ловушки, преобразованные стратиграфическими несогласиями»). По-нашему мнению, такую разновидность комбинированных ловушек вводить в классификацию нецелесообразно, поскольку установить наличие таких двух типов выклинивания коллектора в пределах

одной площади, даже если они действительно здесь проявлялись, практически очень трудно или невозможно. Так, если представить, что песчаный коллектор к своду поднятия замещался глиной, а затем этот пласт в своде был размыт и несогласно перекрыт флюидоупором (т. е. проявлялись оба фактора формирования ловушки), то, во-первых, обоснованно доказать наличие бывшего литологического замещения коллектора достоверно невозможно, во-вторых, конечным результатом все же выступает стратиграфический фактор, а первичное замещение коллектора уже не имеет значения для современной ловушки. О трудности выделения литолого-стратиграфического типа ловушек может свидетельствовать тот факт, что известное нефтяное месторождение Ист-Техас в США А. А. Бакировым и др. [2] относится к литолого-стратиграфическому классу месторождений, в то время как в зарубежных и отечественных изданиях оно рассматривается в качестве типичного примера стратиграфического типа залежей.

Группа комбинированных ловушек в классификации разделяется на три типа — антиклинально-литологический, антиклинально-стратиграфический и антиклинально-дизъюнктивный. Вместо первых двух терминов в литературе обычно используются другие — структурно-литологические и структурно-стратиграфические ловушки (классификации Н. Ю. Успенской, А. И. Леворсена, К. С. Маслова, К. К. Гостинцева, В. А. Гроссгейма и др.). Принятые же нами термины конкретизируют структуру (локальные поднятия), в комбинации с которой выступает другой тип экрана. Эти термины приведены также в Словаре по геологии нефти и газа (1988). Как указывает К. С. Маслов [12], общая генетическая черта структурно-стратиграфических (антиклинально-стратиграфических в нашей терминологии) залежей — их приуроченность к локальным складкам, срезанным несогласиями до подошвы нефтегазоносных пластов, чем они существенно отличаются как от структурных, так и от собственно-стратиграфических залежей. Данный автор в зависимости от первичности проявления структурного (локальное поднятие) или стратиграфического (несогласие) фактора выделяет праструктурно-стратиграфические (поднятие древнее несогласия) и структурно-прастратиграфические (несогласие древнее поднятия) ловушки. Такой подход, безусловно, представляет интерес и анализировать объекты подобным образом необходимо, однако вряд ли целесообразно этому критерию придавать классификационное значение. Ведь кроме того, что соотношение в формировании структуры и несогласия не

для всех ловушек можно достоверно установить и не всегда имеется необходимый для этого материал, есть немало структурно-стратиграфических ловушек, в которых оба указанных элемента образовались одновременно. Следовательно, в классификацию потребовалось бы включить еще один тип под названием, например, структурно-син-стратиграфические ловушки.

Тип антиклинально-дизъюнктивных ловушек выделяется только в том случае, когда разрывные нарушения, осложняющие поднятие, обуславливают формирование самостоятельных залежей УВ со своей гидродинамической системой. Если же сбросы только осложняют единые сводовые залежи, то такие скопления относятся к группе антиклинальных залежей.

Третий уровень классификации ловушек (класс) выделяется на основе детализации генетических (собственно класс) и морфологических (подкласс) характеристик ловушек. Для стратиграфических ловушек классы выделяются по генетической характеристике несогласий, которые образуют экраны. В первую очередь, сюда относятся два наиболее распространенных класса ловушек, связанные со срезанными угловыми несогласиями и находящимися под ними пластами (поднесогласные ловушки) и прилегающими к несогласию пластами (наднесогласные ловушки). Менее распространены классы неантиклинальных стратиграфических залежей — межнесогласные, эрозионно-останцовые и samozапечатанные битумом.

Поднесогласные стратиграфические ловушки формируются, когда трансгрессивно несогласно перекрывающая коллекторские горизонты свита сложена непроницаемыми породами. Продуктивные горизонты в таких ловушках залегают круче, чем поверхность несогласия и наднесогласные пласты (рисунок). Поднесогласные стратиграфические залежи нефти и газа наиболее широко развиты среди этого типа скоплений. Примерами таких месторождений служат Южно-Советское и Абино-Украинское на Северном Кавказе, Боливар, Мене-Гранде в Маракайбском НГБ, Киль, Ханкельсбюттель в Центральноевропейском НГБ, Ист-Калгари, Кроссфилд, Эдсон в Западно-Канадском НГБ, Вест-Эдмонд в Западном внутреннем бассейне США, Дели в Галф Косте, Кроссет в Пермском НГБ, Мидуэй Сансет, Брентвуд, Блэкуэлс Корнер в Калифорнии.

Наднесогласные стратиграфические ловушки образуются при трансгрессивном или регрессивном несогласном прилегании пластов-коллекторов к непроницаемым породам поднесогласной толщи. В этом случае продуктивные горизонты залегают положе,

Группа тип	Класс, подкласс	Схемы ловушек
Неантиклинальные	Поднесогласные	
	Наднесогласные	
	Межнесогласные	
	Эрозионно-останцовые	
	Самозапечатанные вблизи поверхности	
Стратиграфические в группе комбинированных		
Стратиграфические	Поднесогласные	
	Наднесогласные	
	Межнесогласные	
	Эрозионно-останцовые	
	Самозапечатанные вблизи поверхности	

Схемы стратиграфических залежей углеводородов

чем поверхность несогласия. Характерными примерами месторождений с залежами в наднесогласных неантиклинальных стратиграфических ловушках являются Ахтырско-Бугундырское, Зыбза — Глубокий Яр, Абино-Украинское на Северном Кавказе, Квирике в Оринокском НГБ, Боливар, Мене-Гранде в Маракайбском НГБ, Антиок в Западном внутреннем бассейне, Санта-Мария, Мидуэй Сансет в Калифорнии.

Не очень часто наблюдаются залежи УВ, связанные с межнесогласными стратиграфическими ловушками, например залежь нефти на месторождении Пембина в Западно-Канадском НГБ. Она приурочена к нижнеюрским песчаникам, которые несогласно перекрываются нижнемеловыми, а подстилаются миссисипскими образованиями.

Достаточно распространен класс эрозионно-останцовых ловушек, расположенных на общем моноклинальном фоне залегания пород (см. рисунок). Залежи в таких условиях выявлены на месторождениях Халибуд, Кингфиш в бассейне Гипсленд Австралии, Денмарк в Преаппалачском НГБ, Паркмен, Фробишер, Алида в Уиллистонском

НГБ, Верри в Западном внутреннем бассейне, Эпко в Пермском бассейне.

Значительно реже встречаются залежи в samozапечатанных ловушках, где экран образован твердыми битумами вблизи поверхности несогласия (месторождения Широкая балка, Асфальтовая гора на Северном Кавказе) или даже на поверхности Земли (месторождение Сельрохо в Фергане).

Термины, использовавшиеся для наименования классов стратиграфических ловушек в разных классификациях, отличаются наибольшим разнообразием. Так, поднесогласные ловушки имеют еще названия: срезанные несогласием (Г. А. Габриэлянц и др., 1974), в резервуарах, срезанных несогласием (У. Л. Рассел [15]), ловушки под несогласием (В. Ю. Керимов), денудационные перекрытые непроницаемыми породами (Г. А. Габриэлянц, 1970), ловушки срезания (А. А. Гусейнов и др.). Для наднесогласных ловушек встречаются названия: денудационные, перекрытые проницаемыми породами (Г. А. Габриэлянц, 1970), постседиментационные, прилегающие к несогласию (Г. А. Габриэлянц, 1976), несогласное перекрытие (М. В. Абрамович), ловушки над несогласием (У. Л. Рассел, В. Ю. Керимов), ловушки выклинивания (А. А. Гусейнов и др.). Следует отметить, что стратиграфические наднесогласные ловушки в классификации Г. А. Габриэлянца и др. [1] относятся к постседиментационным, а у К. К. Гостинцева, Р. И. Грезневой [7] — к конседиментационным. Этот пример свидетельствует о ненадежности данного классификационного критерия, объединяющей тем, что один элемент ловушки (стратиграфический экран) имеет постседиментационную природу, а другой (сам коллекторский пласт) — конседиментационную.

Эрозионно-останцовые ловушки под таким названием выделяются в классификациях К. К. Гостинцева и Р. И. Грезневой, Г. А. Габриэлянца [5]. Они имеют также названия эрозионные (В. Б. Оленин), останцово-стратиграфические (М. Ф. Мирчинк), погребенные останцы палеорельефа (А. А. Бакиров), стратиграфические эрозионные (К. К. Гостинцев, В. А. Гроссгейм), палеогеоморфологические (М. В. Проничева), эрозионные выступы палеорельефа (В. Ю. Керимов). Выбранные нами названия (см. таблицу) наиболее краткие, емкие и наиболее полно отражают сущность разновидностей стратиграфических ловушек на моноклиналях.

Классами неантиклинальных литологических ловушек могут быть баровые, русловые (рукавообразные), биогермные и другие ловушки, а дизъюнктивных (тектонически эк-

ранированных) — ловушки, образованные согласными и несогласными сбросами.

Подобно неантиклинальным ловушкам однородных экранов следует выделять классы и среди ловушек неоднородных экранов, однако на схеме это не отражено, т. к., во-первых, названия их значительно усложняют схему классификации, а во-вторых, реально установленных месторождений с такими ловушками известно пока немного.

Типы стратиграфических ловушек в группе комбинированных разделяются на классы по тем же критериям, что и в группе неантиклинальных, но с той разницей, что антиклинально-стратиграфические поднесогласные и наднесогласные ловушки расчленяются на два подкласса — кольцевые и крыльевые, а эрозионно-останцовые на представленные осадочными породами и выступами кристаллического фундамента. Последняя разновидность в группе неантиклинальных ловушек не выделяется, поскольку выступы фундамента, как правило, в осадочном чехле над собой образуют антиклинальные структуры облекания и поэтому могут быть только в группе антиклинальных и комбинированных ловушек. Кроме того, здесь выделяются межносогласные, эрозионно-останцовые, квазистратиграфические и samozапечатанные залежи.

Поднесогласные антиклинально-стратиграфические залежи, как и аналогичные в неантиклинальных условиях, наиболее распространены. Среди них реже встречаются залежи полного контура (кольцевые), чаще — крыльевые (см. рисунок). Кольцевые залежи установлены на месторождениях Северо-Крымское на Северном Кавказе, Казо в Аквитанском НГБ, крыльевые — на месторождениях Южный Аламышек в Фергане, Кенкиак, Байчунас в Прикаспии, Учкыр в Амударьинской НГО, Нижнеомринское, Западно-Тэбукское в Тимано-Печорском НГБ, Украинское, Озек-Суатское, Холмское на Северном Кавказе, Гнединцевское в Днепровско-Донецкой впадине, Гифхорн, Лерте в Центральноевропейском НГБ, Прадхо-Бей на Аляске, Оклахома-Сити, Вельма, Кашинг в Западном внутреннем бассейне, Ист-Техас в Галф Косте, Кийстон, Тодд, Пакет в Пермском бассейне, Антилоуп-Хилс в Калифорнии.

Наднесогласные антиклинально-стратиграфические залежи нефти и газа, как и их аналоги в моноклинальных условиях, также менее широко распространены. Такие залежи кольцевого подкласса известны на Березовском, Чуэльском, Трехозерном месторождениях в Западной Сибири, Екатерининском в Волго-Уральской области. Крыльевые залежи этого класса развиты на месторождениях Южный Аламышек в Фергане,

Нефтяные Камни, Грязевая Сопка, Старая Кала в Азербайджане, Озек-Суат на Северном Кавказе, Паулс-Валли в Западном внутреннем бассейне, Караизское в Амударьинской НГО. Примером газового месторождения с межносогласной структурно-стратиграфической залежью является Монро в Галф Косте.

Эрозионно-останцовые ловушки в пределах антиклинальных структур связаны с погребенными останцами рельефа, сложенными осадочными или изверженными породами (см. рисунок). Залежи нефти и газа в останцах осадочных пород известны на Шакшинском, Хилковском, Кожемякском, Новоключевском месторождениях в Волго-Уральской области, Марлин в бассейне Гипсленд, Чейс-Силика, Бемис-Шатс, Пэнхэнл-Хьюгтон в Западном внутреннем бассейне. В эрозионных выступах изверженных пород, благодаря контакту с нефтенасыщенными или генерирующими осадочными породами, залежи УВ находятся на месторождениях Алясовское, Игримское, Трехозерное, Тетеревское (Западно-Сибирский НГБ), Крафт-Пруса, Блюмер, Силика (Западный внутренний бассейн), Эдисон (Калифорния), Ла-Пас, Мара (Маракаибский НГБ).

Квазистратиграфические ловушки в типе антиклинально-стратиграфических морфологически подобны обычным сводовым пластовым с залежами полного контура, но отличаются от них тем, что пласт-коллектор здесь перекрывается несогласно залегающим флюидоупором (поднесогласные залежи) или подстилается с несогласием слабопроницаемыми породами (наднесогласные залежи). Квазистратиграфичность (подобие, приближение к стратиграфическим залежам) ловушек обусловлена тем, что здесь, хотя и отсутствуют угловое несогласие и срезание им коллекторского пласта, а имеется параллельное несогласие, которое морфологически в пределах локального поднятия не проявляется, стратиграфическое выпадение из разреза пачки пород на границе залежи прослеживается. При этом наднесогласные квазистратиграфические залежи выделяются только тогда, когда их высота больше толщины коллектора в своде поднятия и они непосредственно ограничиваются снизу несогласной поверхностью. В случае же, если выше и ниже поверхности несогласия породы представлены коллекторскими разностями, могут образоваться квазистратиграфические залежи с несогласием внутри.

Большинство исследователей квазистратиграфические залежи в отдельный класс не выделяют, считая их обычными пластовыми сводовыми скоплениями. По-нашему мне-

нию, различать их необходимо, т. к. не исключено, что наличие и параллельных стратиграфических несогласий в пределах локального поднятия, и, следовательно, перерывов в осадконакоплении создает определенные различия в условиях формирования квазистратиграфических залежей по сравнению с таковыми в согласно залегающих пачках пород. Примерами месторождений с квазистратиграфическими залежами служат Учкыр в Амударьинском НГО, Западно-Тэбукское в Тимано-Печорском НГБ, Крымское на Северном Кавказе, Киркук, Бай-Гассан в Ираке, Хасси-Мессауд, Хасси-Рмель в Алжиро-Ливийском НГБ, Лак, Сан-Марсе в Аквитанском НГБ, Опшанское, Кременовское в Днепровско-Донецкой впадине.

Последним классом в предлагаемой классификации являются сравнительно редко встречающиеся стратиграфические самозапечатанные залежи. Среди них выделяются залежи в зонах несогласий, запечатанные твердыми битумами (Чангыртаж в Фергане, Балаханы — Сабунчи и Бинагоды в Азербайджане, Оклахома-Сити в Западном внутреннем бассейне США) и продуктами разрушения минералов. Примером последних является месторождение Плезант-Велли в Калифорнии, где экранирование нефтяной залежи обусловлено разложением (каолинизацией) в зоне несогласия полевых шпатов и образованием на их месте глинистых минералов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анализ классификаций неантиклинальных ловушек нефти и газа / Г. А. Габриэлянц, Г. И. Дряхлова, М. Б. Павлов, Ю. В. Пашков: Обзор. Сер. Геология, методы поисков и разведки месторождений нефти и газа. — М.: ВИЭМС, 1976.
2. Бакиров А. А., Бакиров Э. А., Мелик-Пашаев В. С., Юдин Г. Т. Теоретические основы и методы поисков и разведки скоплений нефти и газа. — М.: Высшая школа, 1976.
3. Брод И. О., Еременко Н. А. Основы геологии нефти и газа. — М.: ГТТИ, 1957.
4. Высоцкий И. В. Основы геологии природного газа. — М.: ГТТИ, 1954.
5. Габриэлянц Г. А. Классификация неструктурных ловушек нефти и газа // Геология нефти и газа. 1970. № 4. С. 47—51.
6. Гостинцев К. К., Гроссгейм В. А. Стратиграфические и литологические залежи нефти и газа. — Л.: Недра, 1969.
7. Гостинцев К. К., Грезнева Р. И. Классификация литологических и стратиграфических ловушек // Геология нефти и газа. 1973. № 6. С. 39—46.
8. Залежи нефти и газа в ловушках неантиклинального типа (альбом-справочник) / В. Я. Ратнер, Н. Н. Булатов, М. А. Зубова, Л. А. Польстер — М.: Недра, 1982.
9. Керимов В. Ю. Поиски и разведка залежей нефти и газа в стратиграфических и литологических ловушках. — М.: Недра, 1987.
10. Краткий курс палеонтологии / Г. Н. Немков, Е. С. Левицкий, В. А. Вахрамеев и др. — М.: Недра, 1978.
11. Леворсен А. И. Геология нефти. — М.: ГТТИ, 1958.
12. Маслов К. С. Научные основы поисков литологических и стратиграфических залежей нефти и газа в терригенных толщах. — М.: Недра, 1968.
13. Методика прогнозирования и поисков литологических, стратиграфических и комбинированных ловушек нефти и газа / А. А. Гусейнов, Б. М. Гейман, Н. С. Шик, Г. В. Сурцук. — М.: Недра, 1988.
14. Мирчинк М. Ф. Стратиграфические залежи нефти. — Баку: АзФАН, 1943.
15. Рассел У. Л. Основы нефтяной геологии. — Л.: ГТТИ, 1958.
16. Ратнер В. Я., Зубова М. А., Сальман Г. Б. Классификация ловушек нефти и газа // Нефтегазовая геология и геофизика. 1979. № 4. С. 9—11.
17. Успенская Н. Ю. Некоторые закономерности нефтегазонакопления на платформах. — Л.: ГТТИ, 1952.
18. Хаин В. Е. Геотектонические основы поисков нефти. — Баку: Азнефтеиздат, 1954.
19. Rittenhouse G. Stratigraphic trap Classification // Stratigraphic Oil and Gas Fields. Classification, Exploration Methods and Case Histories. Tulsa (USA), 1972. P. 14—28.

Принята редколлегией 27 сентября 1993 г.

УДК 551.35

© Коллектив авторов, 1994

Газовые гидраты Охотского моря*

В. А. СОЛОВЬЕВ, Г. Д. ГИНСБУРГ, В. К. ДУГЛАС, Р. КРЕНСТОН, Т. ЛОРЕНСОН, И. А. АЛЕКСЕЕВ, Н. С. БАРАНОВА, Г. А. ИВАНОВА, В. П. КАЗАЗАЕВ, В. А. ЛОБКОВ, Ю. Г. МАШИРОВ, М. И. НАТОРХИН, А. И. ОБЖИРОВ, Б. Ф. ТИТАЕВ (ВНИИОкеангеология, Дальморгеология)

В результате специальных экспедиционных исследований ВНИИОкеангеологии и Дальморгеологии, направленных на изучение гидратоносности дальневосточных морей, обнаружено новое крупное газогидратопро-

явление в Охотском море, на северо-восточном континентальном склоне Сахалина (западный склон впадины Дерюгина) и изучено известное проявление в восточной, прикурильской, части моря на склоне о-ва Парамушир. Скопления гидратов связаны с очагами субмаринной разгрузки газа, фиксируемыми на эхолотных записях в виде анома-

* Результаты 21 рейса НИС «Геолог Петр Антропов».

лий типа «факел». По результатам сейсмоакустического профилирования, эхолотирования и грунтового пробоотбора в западной части Охотского моря предполагается обширная Присахалинская газогидратоносная область.

В Мировом океане имеется ряд районов, где скопления газовых гидратов находятся вблизи дна, что позволяет изучать их без применения бурения. В частности, в зонах разгрузки газоносных подземных вод и газов скопления формируются по фильтрационной модели газогидратообразования [3, 4].

Целью экспедиционных исследований в Охотском море было изучение известного гидратопоявления у о-ва Парамушир [8] и поиск новых гидратопоявлений, связанных с субмаринной разгрузкой газа и (или) газонасыщенной воды.

Поскольку наиболее простым и очевидным признаком субмаринной разгрузки газосодержащих флюидов являются аномалии на эхолотной записи типа «факел в водной толще» [7, 8], основная задача на первом этапе работ состояла в обнаружении таких аномалий. При этом использовался навигационно-рыболовческий эхолот «Сарган-Э» с рабочей частотой 20 кГц и глубиной до 1500 м. Глубины измерялись эхолотом ГЭЛ-3 с частотой излучения 12,4 кГц, что позволяло составлять относительно детальные батиметрические схемы сечением 1 м при глубине 700—800 м. Необходимое условие изучения скоплений гидратов, приуроченных к выходам газа на дне, — надежная и точная плановая привязка, позволяющая повторно выходить в одну и ту же точку. В рейсе использовался приемоиндикатор GP-500 (Япония) глобальной спутниковой навигационной системы GPS «Навстар» (США), обеспечивавший круглосуточную привязку места положения антенны приемоиндикатора с точностью не хуже 15 м в системе координат WGS-72.

Пробы отбирались прямоточной грунтовой трубкой длиной 3,5 м и внутренним диаметром 96 мм, оснащенной лепестковым клапаном и сменными мягкими полиэтиленовыми вкладышами. Максимальная глубина пробоотбора составила 320 см при средних значениях в прибрежье Парамушира 125 ± 60 см (23 станции) и в прибрежье Сахалина 205 ± 80 см (17 станций).

Непосредственно на борту судна выполнялись следующие аналитические исследования: анализы газа из гидратов, водорастворенного, сорбированного и остаточного газа из осадков, водорастворенного газа из придонной морской воды; отжим и анализ поровой воды; анализ придонной воды; определение плотности и влажности осадков. Кроме того, проводился отбор образцов по-

роды, конкреций, воды и газа, а также образцов гидратов и гидратосодержащих отложений в стальные герметичные бароконтейнеры для различных физико-химических исследований, включая изотопные, в стационарных лабораториях. Пробы газа из гидратов отбирались в стеклянные бутылки замещением раствора NaCl. Поровые воды отжимались с помощью винтовых прессов и фильтровались. Пробы придонных вод отбирались через оголовье грунтовых трубок, а также с помощью батометров, автоматически срабатывавших в 1 м от дна. Для отбора и анализа газа из отложений был использован метод «head space» [9].

Газовый анализ выполнялся на двух спаренных газовых хроматографах ЛХМ-8МД с детекторами по теплопроводности. В одном из них использовалась колонка с полисорбом длиной 6 м, в другом — также 6-метровая колонка с молекулярными ситами. Газ-носитель гелий подавался со скоростью 40 мл/мин при 50°C. Предел чувствительности составлял 0,03 %, относительная ошибка — 1 % при концентрациях компонентов более 1 % по объему и 10 % при концентрациях менее 1 %.

Пробы воды анализировались на хлорность, pH, Eh, сульфат, аммоний и кремний. Концентрации хлор-иона определялись титрованием раствором нитрата серебра (точность $\pm 0,2$ г/д). Значения Eh измерялись с использованием хлор-серебряного электрода (точность ± 30 мВ), pH — стеклянным электродом. Содержание сульфатов определялось турбидиметрическим методом с использованием бария для осаждения растворенного сульфата. Аммоний и кремний находились стандартными колориметрическими методами, принятыми в работе по проекту глубоководного бурения (относительная ошибка ± 10 % для обоих ионов). Отжим и анализ поровых вод выполнялись в течение двух дней после получения керна. Проверка на хранящихся пробах показала, что за время хранения Eh мог увеличиться примерно на 50 мВ.

На полигоне в прибрежье о. Парамушир «факел», известный ранее [7, 8], был пересечен пятью промерными галсами и пятнадцатью галсами с пробоотбором и геотермическими измерениями, что позволило уточнить его координаты (табл. 1, № 1).

Суммарная погрешность определения местоположения центра «факела» (погрешности навигационной системы, погрешности меток времени на эхограмме, смещение положения вибратора эхолота по отношению к антенне приемоиндикатора) достигает 60—70 м.

Диаметр «факела» в водной толще вблизи дна, по данным эхолотных пересечений, составляет 350—400 м. По-видимому, сам

1. Поля субмаринной разгрузки газа («факелы») в Охотском море

Номер п/п	Широта (северная)	Долгота (восточная)	Глубина воды, м	Примечание
1	50° 30',370	155° 18',370	800	Гидраты вскрыты на двух станциях
2	54° 26',782	144° 04',858	710	Гидраты вскрыты на пяти станциях
3	54° 26',584	144° 04',170	700	Пробоотбор не проводился
4	54° 26',526	144° 04',700	700	То же
5	54° 26',086	144° 12',612	865	«Факел» пересечен только одним галсом; пробоотбор не проводился
6	53° 22',718	144° 25',390	640	Гидраты предполагаются по косвенным данным
7	53° 22',371	144° 31',041	760	«Факел» пересечен тремя галсами; пробоотбор не проводился
8	53° 22',364	144° 25',090	620	Гидраты предполагаются по результатам пробоотбора
9	53° 22',329	144° 32',440	700	«Факел» пересечен только одним галсом; пробоотбор не проводился
10	53° 20',666	144° 39',543	1040	То же
11	53° 20',634	144° 29',206	700	То же

источник газа имеет меньшие размеры и тяготеет к наиболее возвышенной части гребневидного поднятия субширотного простирания, протягивающегося с востока от островного склона Парамушира (рис. 1).

Глубина моря в границах «факела» меняется от 790 до 800 м.

Данные сейсмического (МОВ ОГТ) и сейсмоакустического (НСП) профилирования в

районе «факела» [1, 6] свидетельствуют о его приуроченности к своду поднятия акустического фундамента и о наличии газосодержащих отложений выше акустического фундамента, что проявляется в потере корреляции и опускании отражающих горизонтов вследствие пониженной сейсмической скорости в газонасыщенных отложениях. Мощность осадочной толщи в районе 1—1,5

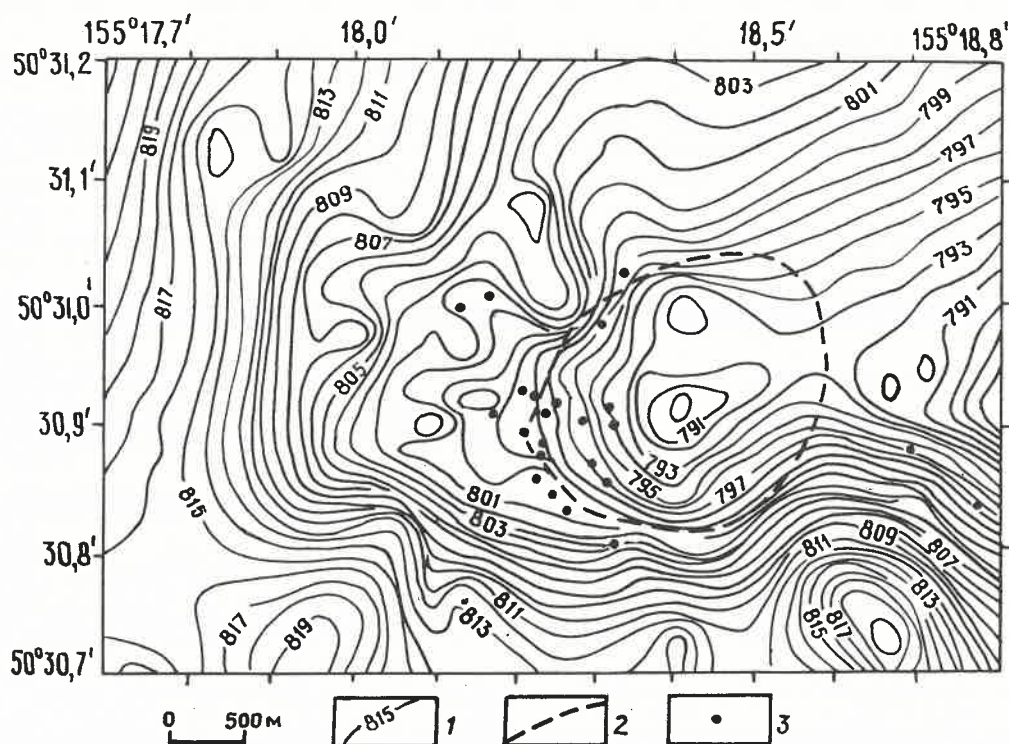


Рис. 1. Рельеф дна в районе поля субмаринной разгрузки газа № 1, побережье о-ва Парамушир:

1 — изогипсы, м; 2 — граница «факела» вблизи дна; 3 — места положения станции грунтового пробоотбора

км. Результаты среднечастотного сейсмоакустического профилирования (два пересечения «факела») не противоречат этим данным.

Грунтовым пробоотбором газовые гидраты были обнаружены на двух станциях (91-01-05 и 91-01-07), расположенных вблизи западной окраины «факела» (см. рис. 1), причем станция 07 оказалась за его пределами. На ряде других станций наблюдались признаки гидратов (ст. 91-01-23 — понижение хлорности поровой воды до 15,6 г/л) или следы воздействия газа (ст. 91-01-01, 03, 04, 08, 19, 22, 28, 30, 33 — запах сероводорода, разуплотнение осадков, карбонатизация отложений). Все эти станции также находятся вблизи западного края «факела». Гидраты наблюдались в виде уплотненных обломков неправильной формы (размером от нескольких миллиметров до 7 см по длинной оси) на поддонной глубине 10—40 см (ст. 91-01-05) и 30-80 см (ст. 91-01-07) в глинисто-алевритовых отложениях с многочисленными включениями обломков карбонатных корок, стяжений, карбонатизированных раковин двустворчатых моллюсков и их обломков.

На северо-восточном континентальном склоне Сахалина (западный борт впадины Дерюгина) эхолотированием было выявлено 10 полей субмаринной разгрузки газа по газовым «факелам» в водной толще (см. табл. 1). Они обнаружены в интервале глубин 620 — 1040 м в относительно узкой зоне шириной менее 20 км, вытянутой с севера на юг почти на 130 км. Некоторые поля (например, №№ 2—3, табл. 1) расположены на расстоянии 0,5—1 км одно от другого и, возможно, имеют общий глубинный источник газа.

Район исследований находится вблизи нефтегазовых площадей Сахалина и примыкающего к нему шельфа. Осадочный чехол мощностью до 6 км представлен главным образом кайнозойскими толщами [2]. Вдоль западного борта впадины Дерюгина отмечается зона резкого снижения информативности сейсморазведочных материалов: на временных разрезах МОВ ОГТ отражающие горизонты почти не прослеживаются [5]. По данным среднечастотного НСП, выполненного в нашей экспедиции, можно с уверенностью предполагать наличие здесь многочисленных субмеридиональных разломов, которые пересекают слабонаклоненные или субгоризонтально залегающие отложения, образуя зоны нарушений шириной порядка нескольких сотен метров (рис. 2).

Они, вероятно, служат путями миграции газа снизу, поскольку здесь отмечаются сейсмические признаки газосодержащих осад-

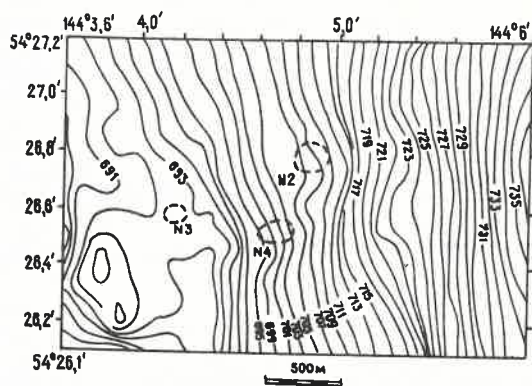


Рис. 2. Рельеф дна в районе полей субмаринной разгрузки газа № 2, 3, 4:

усл. обозн. см. рис. 1. На поле №2 пробоотбором вскрыты гидратсодержащие отложения

ков, и именно к ним приурочены аномалии типа «факел» на эхолотных записях.

Грунтовой пробоотбор проводился на трех полях субмаринной разгрузки газа (№№ 2, 6, 8, табл. 1).

Наиболее интересные результаты получены в районе поля 2, где гидраты газа были обнаружены на всех пяти грунтовых станциях (табл. 2, станции 91-02-39, 40, 41, 42, 44), расположенных на участке с поперечными размерами не более 250 м.

Станция 91-02-43, находящаяся в стороне от полей разгрузки газа на удалении до 700 м, гидраты не вскрыла.

Глубина залегания кровли гидратоносных отложений в пределах поля 2 варьирует от 0,3 до 1,2 м. Их вскрытая мощность составила 0,1 — 1 м. Гидраты прослеживались вплоть до забоя. Во всех гидратоносных интервалах наблюдалась гидратообусловленная слоистость; иной слоистости, в частности седиментационной, обнаружено не было.

В кернах станций 91-02-40 и 91-02-44 гидраты образовывали линзовидно-слоистую текстуру, напоминающую криогенную. Слои и линзы гидратов имели толщину 0,5 — 7 мм. Часто два соседних субгоризонтальных прослоя гидратов соединялись третьим — наклонным. Реже они наблюдались в виде субвертикальных, близких к цилиндрическим выделений диаметром до 0,5 см и длиной до 5 см. По-видимому, это заполненные гидратами трубочки полихет. Не исключено, что гидраты присутствовали в осадках между прослоями и линзами также и в виде микровключений в порах. Содержание гидратов на станциях 92-02-40 и 91-02-44 визуальным образом оценено в 30—40 % от объема породы, причем закономерно изменчивости формы, размеров и количества гидратных образований по глубине не отмечалось. Керна со станций 91-02-39, 41, 42

2. Характеристика газогидратосодержащих интервалов грунтовых станций в Охотском море

Станция	Глубина моря, м	Гидратосодержащий интервал, м	Объемное гидратосодержание, % (визуальная оценка)	Влажность массовая, % после разложения гидратов	Состав воды, выделенной из гидратосодержащих интервалов					
					Хлорность, г/л	Еh, мВ	pH	Si, мМ	SO ₄ , мМ	NH ₄ , мМ
91-01-05	798	0,10—0,40	Не опр.	39,8	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
91-01-07	802	0,30—0,80	»	Не опр.	15,6	-340	8,05	0,72	18	0,85
91-01-23*	800	0,30—0,80	»	»	15,6	-50	8,75	0,74	12	0,36
91-02-39	719	0,30—0,40	20—30	»	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
91-02-40	708	0,95—1,95	35—40	66,2	12,6	-387	8,00	0,73	0	0,55
91-02-41	708	1,20—1,40	80—90	66,3	7,0	-280	8,06	0,47	0	0,61
91-02-42	710	1,00—1,20	50—60	Не опр.	11,2	-330	8,32	0,44	4	0,24
91-02-44	708	0,70—1,60	30—40	65,1	15,9	-290	8,20	1,00	0	3,00
91-02-51*	643	1,65—1,85	Не опр.	50,0	20,0	80	7,85	0,69	0	1,10

Примечание. Звездочками отмечены станции, на которых гидраты предполагаются в указанных интервалах по характерному выделению газа, понижению температуры в керне ниже пластовой или по опреснению поровой воды; Еh измерено по отношению к потенциалу хлор-серебряного электрода.

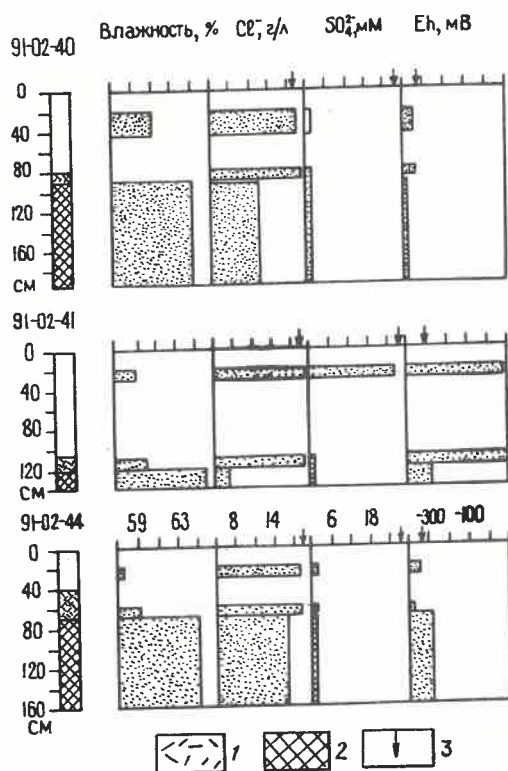


Рис. 3. Характеристика гидратосодержащих кернов, станции 91-02-40, 41, 44 (поле № 2):

1 — газосодержащие интервалы; 2 — гидратосодержащие интервалы; 3 — концентрации ион-хлора, сульфатов и значение Еh в придонной воде

были нарушены, и гидраты в них наблюдались в виде отдельных, часто многочисленных, кусочков неправильной формы и разных размеров.

Гидратоносные породы поля 2 отличаются высоким содержанием воды; в образцах после разложения гидратов порода флюидизируется. Массовая влажность таких образцов составляла 65—66 %, что превышает влажность перекрывающих отложений, которые содержали 48—60 % воды (рис. 3).

В трех колонках (станции 91-02-40, 41, 44) непосредственно над гидратоносными интервалами наблюдались газосодержащие отложения мощностью несколько десятков сантиметров. Они имели характерный неровный излом и псевдокомковато-оскольчатую структуру, производили впечатление уплотненных. Явно было слышно потрескивание, обусловленное лопающимися пузырьками газа. Типичный цвет этих отложений, как и гидратоносных, серовато-зеленый, тогда как негазирующие отложения оливково-зеленые. В керне станции 91-02-39, где гидраты найдены на поддонной глубине около 0,3 м, в интервале 0—0,3 м наблюдалось много карбонатных конкреций и наросты карбоната кальция на раковинах моллюсков.

Ассоциация гидратов и карбонатных конкреций в условиях разгрузки газа вполне закономерна. Она отмечалась и ранее на Припарамуширском полигоне. Л. П. Зоненшайн с соавторами [8] считают, что карбонатные конкреции являются следствием окисления метана, в результате которого поровая вода насыщается углекислотой, выпадающей затем в виде карбонатов.

На полях разгрузки газа 6 и 8 (см. табл. 1)

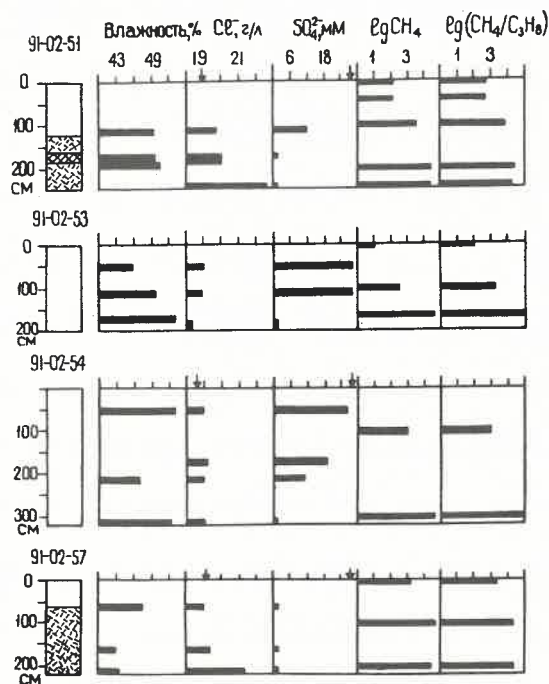


Рис. 4. Характеристика кернов, станций 91-02-51, 53, 54 (поле № 6) и 91-02-57 (поле № 8):

усл. обозн. см. рис. 3

гидраты при грунтовой пробоотборке обнаружены не были, однако в керне станции 91-02-51 (глубина внедрения 2,5 м) отмечались их признаки. В интервале 165—185 см наблюдалось выделение свободного газа, а температура керна оказалась равной всего лишь $0,1^\circ\text{C}$. Если учесть что, температура придонной воды около 2°C , то такая низкая температура керна свидетельствует об эндотермической реакции разложения гидратов. Кроме того, на этой станции во всем интервале 125—250 см керн носил следы воздействия газа, а выше присутствовали карбонатные конкреции и выполненные карбонатами трубочки полихет.

В кернах других станций на этих полях разгрузки также наблюдались карбонатные конкреции и газосодержащие горизонты. Другой косвенный признак присутствия гидратов — уменьшение хлорности поровой воды с глубиной от 19,0 до 18,2 г/л при соответствующем увеличении влажности от 45,6 до 52,5 % (рис. 4. ст. 91-02-53).

Вместе с тем, на ряде станций хлорность с глубиной возрастала (ст. 91-02-51, 57), достигая 22,5 г/л. Это, вероятно, связано с концентрацией солей в поровой воде за счет гидратообразования в смежной части разреза. Такой вывод следует также из анализа характера распределения пропана в остаточных газах. Отношение метан/пропан

уменьшается в интервалах, где возрастает хлорность и увеличивается, где она не растет (см. рис. 4). Известно, что пропан образует гидраты только структуры II [10]. Поэтому можно предполагать, что газ с пониженным отношением метан/пропан является остаточным после образования гидратов структуры I. Таким образом, увеличение хлорности поровой воды и уменьшение отношения метан/пропан с глубиной на станциях 91-02-51, 57 могут свидетельствовать о гидратообразовании в смежной части разреза.

На исследованных полигонах (Припарамуширском и Присахалинском) глубина моря 600—1000 м, давление 6—10 МПа и температура у дна соответственно $2,2\text{—}2,3^\circ\text{C}$ и $1,7\text{—}2,2^\circ\text{C}$ обуславливают благоприятные для образования гидратов термобарические условия до некоторой глубины ниже дна в зависимости от геотермического градиента. В условиях конвективного теплопереноса, связанного с разгрузкой газа, геотермический градиент может быть малым. Учитывая это, а также присутствие свободного газа, следует заключить, что на всех исследованных площадях, где газ выделяется на дне (см. табл. 1), должны существовать гидраты. Можно полагать, что нижняя граница гидратосодержащей зоны определяется в первую очередь значением геотермического градиента, а верхняя граница (глубина ниже дна) — интенсивностью потока газа: чем она выше, тем на меньшей поддонной глубине могут образовываться и сохраняться гидраты.

Характеристика гидратосодержащих интервалов грунтовых станций обоих полигонов дана в табл. 2. Анализ поровой воды выявил более низкую концентрацию хлор-иона в гидратоносных образцах. Это — результат добавления к соленой поровой воде, сосуществовавшей с гидратами, пресной воды, выделившейся из разложившихся гидратов. Обращает на себя внимание отрицательная корреляция между содержанием в воде хлора и оценкой содержания гидратов в породе. Газ, выделившийся при разложении гидратов, имел преимущественно метановый состав (табл. 3).

Итак, скопления газовых гидратов, связанные с очагами субмаринной разгрузки газа, характеризуются малой поддонной глубиной, значительной гидратонасыщенностью, линзовидно-слоистой субгоризонтальной гидратной текстурой, ассоциацией с выделениями карбоната кальция, большим содержанием воды в гидратосодержащих интервалах по сравнению с вышележащими осадками.

В пробах придонной воды, отобранных батометрами вблизи очагов субмаринной разгрузки, наблюдается повышенное содержание растворенных газов, в частности метана. Так, в районе поля 2 (см. табл. 1) при

3. Состав газа, выделившегося при разложении гидратов, %

№ станции	CO ₂	O ₂	N ₂	CH ₄	C ₂ H ₆	He, $n \cdot 10^{-4}$
91-01-07*	0,05	1,9	24,0	73,9	<0,03	5,7
1395-T2**	0,089	—	1,61	97,8	0,045	He опр.
91-02-40	0,61	0,29	3,3	95,6	<0,03	4,6
92-02-42	2,96	<0,02	<0,02	97,04	<0,03	4,4

* При отборе образцов гидратов использовался жидкий азот;

** По данным экспедиции на НИС «Академик Мстислав Келдыш» [8]

фоновом объемном метаносодержании около $4 \cdot 10^{-6}$ л/л вблизи центра «факела» зафиксировано значение $282 \cdot 10^{-6}$ л/л, а на расстоянии около 150 м от края «факела» — $56 \cdot 10^{-6}$ л/л.

Рассмотрим модель субмаринного гидратообразования в условиях восходящего потока свободного газа, увязывающую все наблюдаемые особенности в исследованных гидратопроявлениях.

Известно, что гидраты могут осаждаться на фазовой границе «вода—газ» и (или) из газонасыщенной воды. Мы считаем второй процесс преобладающим, хотя газонасыщенность воды, конечно, обусловлена потоком свободного газа. Очевидно также, что газонасыщенная зона существует вокруг потока благодаря диффузии. Именно диффузия растворенного метана обеспечивает образование гидратов. Форма и размеры газонасыщенной зоны зависят от структуры поля диффузионной проницаемости, определяемой геологической структурой и концентрацией растворенного метана на характеристических границах. Концентрация метана очень низка в придонной морской воде и в поддонной зоне сульфатредукции из-за процессов окисления. Поэтому наиболее значительный градиент концентрации метана, очевидно, будет непосредственно ниже зоны сульфатредукции. Этот градиент определяет субвертикальный диффузионный поток растворенного метана, ответственный за накопление гидратов.

Положение фронта гидратообразования контролируется поверхностями концентрации метана, которые, по крайней мере непосредственно в области вертикального потока газа, задаются положением дна.

Как только гидраты начинают образовываться, соленость остаточной воды вблизи их зародышей возрастает. Это препятствует аккумуляции гидратов и одновременно вызывает диффузию солей из зоны гидратообразования и поток чистой воды в эту зону. Таким образом поровая вода из безгидратной зоны мигрирует в зону гидратообразования. Можно полагать, что и морская вода также мигрирует вниз, восполняя дефицит поровой воды, переходящей в структуру гидрата, в условиях ее постоянного насыщения растворенным метаном. В

этом случае гидратосодержание в осадках может существенно превысить то количество гидратов, которое лимитируется естественной «стационарной» влажностью. Без учета тепловых эффектов рост гидратоносной зоны зависит от движения растворенного газа, растворенной соли и воды. В определенных условиях (неравномерное по скорости осадконакопление, пульсация мощности потока газа или превышение скорости образования гидратов над скоростью миграции воды в зону их формирования) фронт гидратообразования может перемещаться вверх скачкообразно, чем и объясняется наблюдаемая слоистая текстура.

Таким образом, в результате проведенных экспедиционных исследований в Охотском море обнаружены и изучены новые гидратопроявления, связанные с субмаринной разгрузкой флюидов. Широкое распространение полей разгрузки газа на северо-восточном континентальном склоне Сахалина позволяет рассматривать этот регион как крупную газогидратоносную область. Нахождение гидратов на малой поддонной глубине и их площадное распространение делают этот регион очень удобным полигоном для дальнейшего детального исследования особенностей субмаринного газогидратообразования.

Авторы выражают благодарность за помощь в организации и проведении экспедиционных работ руководству АНПО «Тихоокеанские морские технологии», сотрудникам ПО «Дальморгеология», экипажу судна «Геолог Петр Антропов». Мы признательны также руководителям геологических служб Канады и США, сделавшим возможным участие в рейсе их сотрудников.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бондаренко В. И., Надежный А. М. Акустические неоднородности осадочного чехла в районе подводного газогидротермального выхода у о-ва Парамушир // Вулканология и сейсмология. 1987. № 2. С. 100—104.
2. Геологическая карта Дальнего Востока СССР и прилегающих акваторий м-ба 1:500 000 / Под ред. Л. И. Красного, В. К. Путинцева, Б. И. Васильева, 1986.
3. Гинсбург Г. Д., Грамберг И. С., Соловьев В. А. Геология субмаринных газовых гидратов // Сов. геология. 1990. № 11, С. 12—19.

4. Гинсбург Г. Д., Соловьев В. А. Геологические модели газогидратообразования // Литология и полезные ископаемые. 1990. № 2. С. 76—87.
5. Журавлев А. В. Сравнительная характеристика впадин Дерюгина и Тинро Охотского моря // Тихоокеанская геология. 1984. № 1. С. 21—27.
6. Надежный А. М., Бондаренко В. И. Газовые гидраты в прикамчатско-припарамуширской части Охотского моря // Докл. АН СССР. 1989. Т. 306. № 5. С. 1192—1196.
7. Подводная газогидротермальная активность на северо-западном склоне о. Парамушир (Курильские острова) / Г. П. Авдейка, Г. М. Гавриленко, Л. В. Чертова и др. // Вулканонология и сейсмология. 1984. № 6. С. 66—81.
8. Подводный газовый источник в Охотском море к западу от о-ва Парамушир / Л. П. Зоненшайн, И. О. Мурдмаа, Б. В. Баранов и др. // Океанология. 1987. Т. XXVII. Вып. 5. С. 795—800.
9. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Vol. 76, Washington D. C., U. S. Government Printing Office, 1983.
10. Sloan E. D. Clathrate Hydrates of Natural Gases. Marcel Dekker Inc., New-York, 1990.

УДК 550.42: [552.578.2 + 622.122]

© Ю. С. Берман, В. М. Мудренко, 1994

Взаимосвязь микроэлементов сырых нефтей и вмещающих пород

Ю. С. БЕРМАН (ГП «Москва — Центр»), В. М. МУДРЕНКО (НПЦ «Геохимия»)

При исследовании микроэлементного состава сырых нефтей и газоконденсатов чаще всего обращают внимание на те элементы, которые присутствуя в повышенных количествах, являются экологически и технически вредными (S, Pb, Cu, Hg, As) или могут извлекаться при комплексной переработке (S, V, Ni). Ряд элементов или их отношения используются для геохимической характеристики углеводородного топлива (V, Ni, Cu, Co, Fe, Pb, Zn), а также при изучении путей миграции нефти — I/V, K/Na, Fe/Ni [9]. Аддитивные и мультипликативные отношения этих и некоторых других элементов (Ca, Mo) дают косвенную информацию о катагенетических и гипергенных преобразованиях углеводородного сырья [11]. В то же время, вопросы взаимобмена микроэлементов сырых нефтей, газоконденсатов и вмещающих пород остаются малоизученными [2, 5].

Сведения о распределении золота и сопутствующих ему рудогенных элементов (Cu, As, Sb, W) в нефтях и газоконденсатах представляют определенный интерес при изучении золоторудных месторождений, локализованных в углеродистых терригенных толщах, в которых в качестве исходных первоначальных форм золота предполагаются металлоорганические соединения [4]. При этом, большая часть углеродистого вещества пород, как считает ряд исследователей [6, 10], формировалась эндогенным способом в процессе углеродного метасоматоза. Соответственно изучение характера распределения рудогенных элементов в нефтях и вмещающих их породах может дать дополнительный материал о происхождении самой нефти. Опубликованные данные по содержанию благородных металлов в нефтях весьма фрагментарны [1, 2, 7], или выполнены методами, требующими предваритель-

ного преобразования углеводородного продукта [8].

Для выяснения взаимосвязи микроэлементов сырых нефтей и вмещающих пород (коллекторов) были использованы результаты нейтронно-активационного анализа образцов нефтей и газоконденсатов из месторождений двух различных по составу коллекторов регионов — Прикаспия и Западной Сибири. Анализы выполнялись в Раменском филиале ВНИИГеоинформсистем. Всего было охвачено 7 месторождений Прикаспия (31 определение) и 24 месторождения Западной Сибири (35 определений). Были также сопоставлены результаты анализов газоконденсатов и вмещающих пород Карачаганакского и некоторых других месторождений Прикаспия.

Использование нейтронно-активационного анализа позволяет существенно расширить спектр исследуемых элементов, нижний предел их содержаний, а главное анализировать жидкий материал без предварительного озолнения или сорбции. До облучения в реакторе образцы сырой нефти массой около 6 г упаковывались в полиэтиленовые капсулы, которые предварительно обезжиривались в ацетоне и протравливались концентрированной азотной кислотой в течение 24 ч, после чего промывались в дистиллированной воде и высушивались. Газоконденсаты подвергались экстракции и высокотемпературной возгонке до 300—500°C и лишь после этого заливались в капсулы. Заполненные анализируемым материалом капсулы запаивались и проверялись на герметичность. Образцы пород из керна скважин истирались до 200 меш и пробы массой 1 г упаковывались в полиэтиленовую пленку, фильтровальную бумагу и алюминиевую фольгу. В качестве эталонов для флюидов применялись растворы солей, в состав кото-

1. Содержание микроэлементов в сырых нефтях и газоконденсатах Прикаспия и Западной Сибири

Элемент	Прикаспий				Западная Сибирь			
	Содержание, $1 \cdot 10^{-6} \%$			Число проб	Содержание, $1 \cdot 10^{-6} \%$			Число проб
	min	max	среднее		min	max	среднее	
Золото	0,001	60,0	2,2	29	0,002	13,0	0,8	19
Медь	0,01	4100,0	330,0	13	1,0	700,0	900	27
Цинк	0,24	28000,0	2000,0	30	7,0	540,0	100,0	35
Кадмий	1,6	7500,0	1300,0	16	0,2	12,0	5,3	8
Железо	150,0	190000,0	17000,0	30	20,0	9800,0	1200,0	35
Скандий	0,001	6,0	1,8	29	0,0007	1,1	0,13	19
Кобальт	0,074	600,0	89,0	29	0,017	99,0	7,5	35
Хром	0,8	3100,0	31,0	30	0,3	150,0	15,0	35
Гафний	0,001	10,0	2,8	5	0,001	0,081	0,018	8
Молибден	4,0	30,0	20,0	13	3,0	32,0	15,0	12
Вольфрам	0,15	8,0	1,2	15	0,01	1,7	0,24	19
Галлий	1,4	4,0	2,3	3	0,7	8,0	3,4	11
Мышьяк	0,035	400,0	21,0	30	0,08	11,0	2,1	33
Сурьма	0,03	47,0	2,4	30	0,01	1,0	0,34	19
Ртуть	0,1	4,0	2,7	3	0,4	2300,0	240,0	24
Селен	0,6	160,0	11,0	29	2,1	380,0	36,0	19
Церий	0,007	80,0	42,0	15	0,5	1,3	0,6	8
Лантан	0,008	4,9	1,9	29	0,01	0,75	0,13	19
Неодим	4,0	7,0	6,0	3	—	—	—	—
Самарий	0,001	4,0	1,1	29	0,01	0,16	0,04	19
Европий	0,26	7,0	4,0	15	0,01	0,53	0,13	8
Диспрозий	0,2	8,0	2,6	8	—	—	—	—
Иттербий	0,05	20,0	3,3	15	0,05	0,12	0,06	8
Лютеций	0,005	0,12	0,03	12	0,005	0,01	0,006	8
Торий	0,02	6,9	3,4	12	0,02	0,11	0,03	8
Рубидий	0,7	5,1	1,2	14	—	—	—	—
Калий	5,0	6500,0	440,0	30	1,0	8700,0	3500,0	28
Натрий	0,8	3100000,0	140000	30	16,0	3100,0	320,0	24
Кальций	11,0	36000,0	9200,0	24	0,01	7,5	1,2	8
Марганец	0,7	20,0	4,7	13	19,0	110,0	56,0	3
Барий	0,35	78,0	10,0	26	0,02	6,5	1,1	19
Стронций	0,7	40,0	1,0	19	0,7	34,0	4,8	8
Бром	0,07	96000,0	4300,0	28	0,6	70,0	15,0	35

2. Содержание микроэлементов в газоконденсатах и коллекторах Карачаганакского месторождения (Прикаспий)

Элемент	Газоконденсат				Коллектор			
	Содержание, %			Число проб	Содержание, %			Число проб
	min	max	среднее		min	max	среднее	
Железо	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$5,4 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$	21	$1,4 \cdot 10^{-2}$	$1,0 \cdot 10^{-1}$	$4,0 \cdot 10^{-2}$	14
Скандий	$4,0 \cdot 10^{-9}$	$6,0 \cdot 10^{-6}$	$2,3 \cdot 10^{-6}$	21	$7,0 \cdot 10^{-6}$	$8,0 \cdot 10^{-5}$	$3,0 \cdot 10^{-5}$	14
Кобальт	$7,4 \cdot 10^{-8}$	$6,0 \cdot 10^{-4}$	$1,1 \cdot 10^{-5}$	21	$3,0 \cdot 10^{-5}$	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$6,0 \cdot 10^{-5}$	14
Хром	$8,0 \cdot 10^{-7}$	$4,3 \cdot 10^{-5}$	$6,5 \cdot 10^{-6}$	21	$9,0 \cdot 10^{-5}$	$6,6 \cdot 10^{-4}$	$3,2 \cdot 10^{-4}$	14
Церий	$5,2 \cdot 10^{-5}$	$8,0 \cdot 10^{-5}$	$6,3 \cdot 10^{-5}$	9	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$4,0 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-4}$	14
Лантан	$8,5 \cdot 10^{-9}$	$9,0 \cdot 10^{-7}$	$9,6 \cdot 10^{-8}$	21	$2,0 \cdot 10^{-5}$	$2,6 \cdot 10^{-4}$	$9,9 \cdot 10^{-5}$	14
Самарий	$1,4 \cdot 10^{-9}$	$4,0 \cdot 10^{-6}$	$1,3 \cdot 10^{-6}$	21	$1,0 \cdot 10^{-6}$	$4,0 \cdot 10^{-5}$	$1,7 \cdot 10^{-5}$	14
Европий	$4,5 \cdot 10^{-6}$	$7,0 \cdot 10^{-6}$	$5,5 \cdot 10^{-6}$	9	$5,0 \cdot 10^{-6}$	$5,0 \cdot 10^{-5}$	$1,3 \cdot 10^{-5}$	14
Иттербий	$1,5 \cdot 10^{-6}$	$2,0 \cdot 10^{-6}$	$1,7 \cdot 10^{-6}$	9	$1,0 \cdot 10^{-5}$	$2,0 \cdot 10^{-5}$	$1,3 \cdot 10^{-5}$	14
Лютеций	$2,0 \cdot 10^{-8}$	$3,8 \cdot 10^{-8}$	$2,8 \cdot 10^{-8}$	9	$1,0 \cdot 10^{-6}$	$5,0 \cdot 10^{-6}$	$2,3 \cdot 10^{-6}$	14
Торий	$3,0 \cdot 10^{-6}$	$6,9 \cdot 10^{-6}$	$4,2 \cdot 10^{-6}$	9	$2,0 \cdot 10^{-6}$	$5,0 \cdot 10^{-5}$	$1,1 \cdot 10^{-5}$	14
Калий	$2,0 \cdot 10^{-5}$	$5,0 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-4}$	21	$2,0 \cdot 10^{-3}$	$4,9 \cdot 10^{-2}$	$1,6 \cdot 10^{-2}$	14
Натрий	$8,0 \cdot 10^{-7}$	3,1	$1,7 \cdot 10^{-3}$	21	$6,1 \cdot 10^{-2}$	$3,7 \cdot 10^{-1}$	$1,2 \cdot 10^{-1}$	14
Рубидий	$7,0 \cdot 10^{-7}$	$5,1 \cdot 10^{-6}$	$1,3 \cdot 10^{-6}$	12	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$6,0 \cdot 10^{-4}$	$2,5 \cdot 10^{-4}$	14
Кальций	$1,1 \cdot 10^{-5}$	$3,6 \cdot 10^{-2}$	$9,0 \cdot 10^{-3}$	21	19,9	38,8	33,1	14
Марганец	$7,0 \cdot 10^{-7}$	$1,5 \cdot 10^{-6}$	$5,0 \cdot 10^{-7}$	19	$4,0 \cdot 10^{-4}$	$1,1 \cdot 10^{-2}$	$5,1 \cdot 10^{-3}$	14
Барий	$3,5 \cdot 10^{-7}$	$2,6 \cdot 10^{-5}$	$8,6 \cdot 10^{-6}$	21	$2,5 \cdot 10^{-3}$	$7,9 \cdot 10^{-2}$	$2,2 \cdot 10^{-2}$	14
Стронций	$7,0 \cdot 10^{-6}$	$1,5 \cdot 10^{-5}$	$9,9 \cdot 10^{-6}$	12	$9,0 \cdot 10^{-3}$	$9,5 \cdot 10^{-2}$	$2,3 \cdot 10^{-2}$	14

рых входили анализируемые элементы. При анализе твердых проб использовались стандартные эталоны образцов горных пород.

Облучение проводилось в охлаждаемом вертикальном экспериментальном канале (ВЭК) реактора ИР-8 с плотностью потока тепловых нейтронов $5 \cdot 10^{12}$ нейтрон/(см²с) в Институте атомной энергии им. И. В. Курчатова, и водонаполненном ВЭК № 8 реактора ИРТ-2000 с плотностью потока $1 \cdot 10^{13}$ нейтрон/(см²с) в МИФИ. В первом случае время облучения 30 ч, во втором — 3—4 ч. Далее пробы выдерживались для спада активности в течение 15 ч и затем перепаковывались в плоские цилиндрические кассеты из оргстекла. Кассеты герметично заклеивались. Измерения проводились на спектрометрах: для флюидов — с Ge-детектором (фирма Ortec) для твердых проб — Ge-Li-детектором (ДГДК-63Б). Измерение активностей образовавшихся радионуклидов выполнялось в зависимости от периода их полураспада через: 15 ч — Na, K, Mn, Ga, Br, Cu, As; двое суток — Ca, Br, Au, As, Cd, Ga, Yb, Sm, La, Mo; две недели — Fe, Sc, Sb, Ba, Ce, Nd, Lu; 25 дней — Zn, Fe, Sc, Co, Cr, Hf, W, Sb, Hg, Se, En, Yb, Th, Rb, Sr.

Для определения короткоживущих радионуклидов (V, Dy) облучение осуществлялось на реакторе ВВР-СМ в Институте ядерной физики АН УзССР. Образцы нефти и газоконденсатов помещались в полиэтиленовые кассеты объемом 300 см³ вместе с уплотнителем для фиксации позиции излучения. Кассеты с помощью пневмотранспортного устройства подавались в канал реактора с плотностью потока тепловых нейтронов $8 \cdot 10^{12}$ нейтронов/(см²с). Образцы на позицию доставляли в течение 10 мин, измеряли 5 мин; для диспрозия — остывание 30 с, измерение — 40 с.

Распределение элементов в нефтях и породах приведены в таблицах 1, 2 и на гистограммах (рисунок) на которых по оси абсцисс расположены классы содержаний в процентах, интервалы даны через половину порядка, а по оси ординат — частота встречаемости проб в определенных классах содержаний, в относительных процентах от общего числа проб.

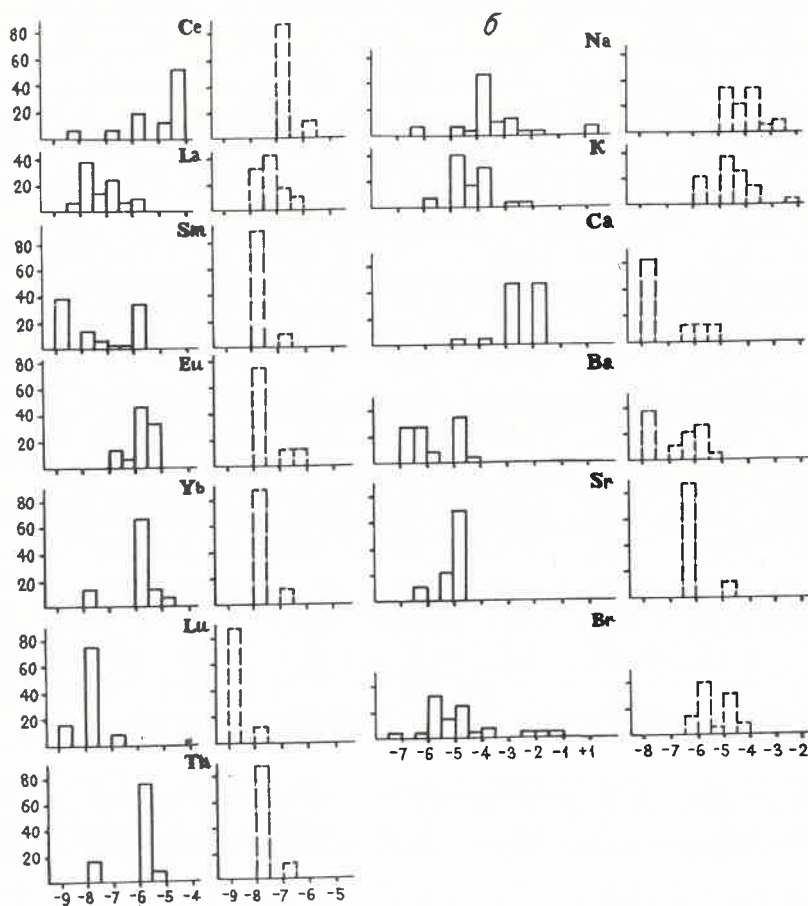
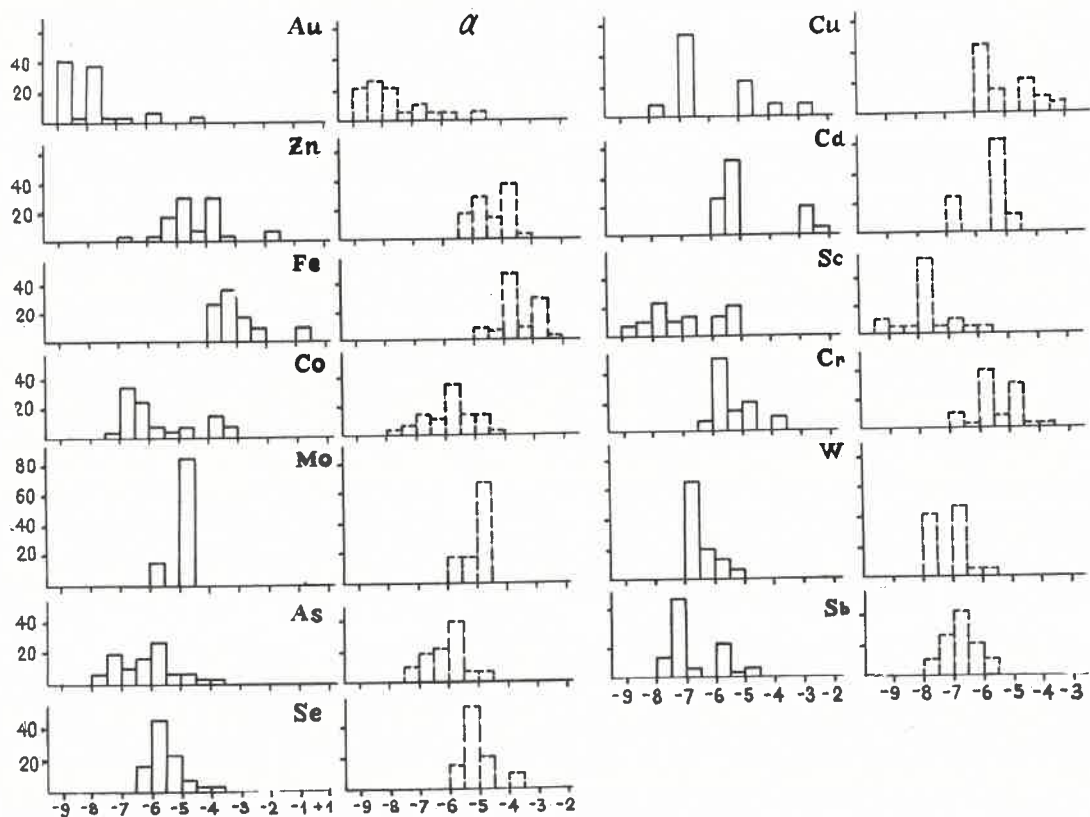
При сопоставлении содержаний рудогенных элементов в сырых нефтях и газоконденсатах двух регионов (см. табл. 1; рис. а, б) выявляется отчетливое повышение на 1—2 порядка подавляющего большинства проанализированных элементов в углеводородном сырье Прикаспия по сравнению с Западной Сибирью. Распределение ряда элементов в нефтях Прикаспия (Au, Cu, As, Zn, Cd) более неравномерное. При этом в нефтях в отличие от рудных образцов из

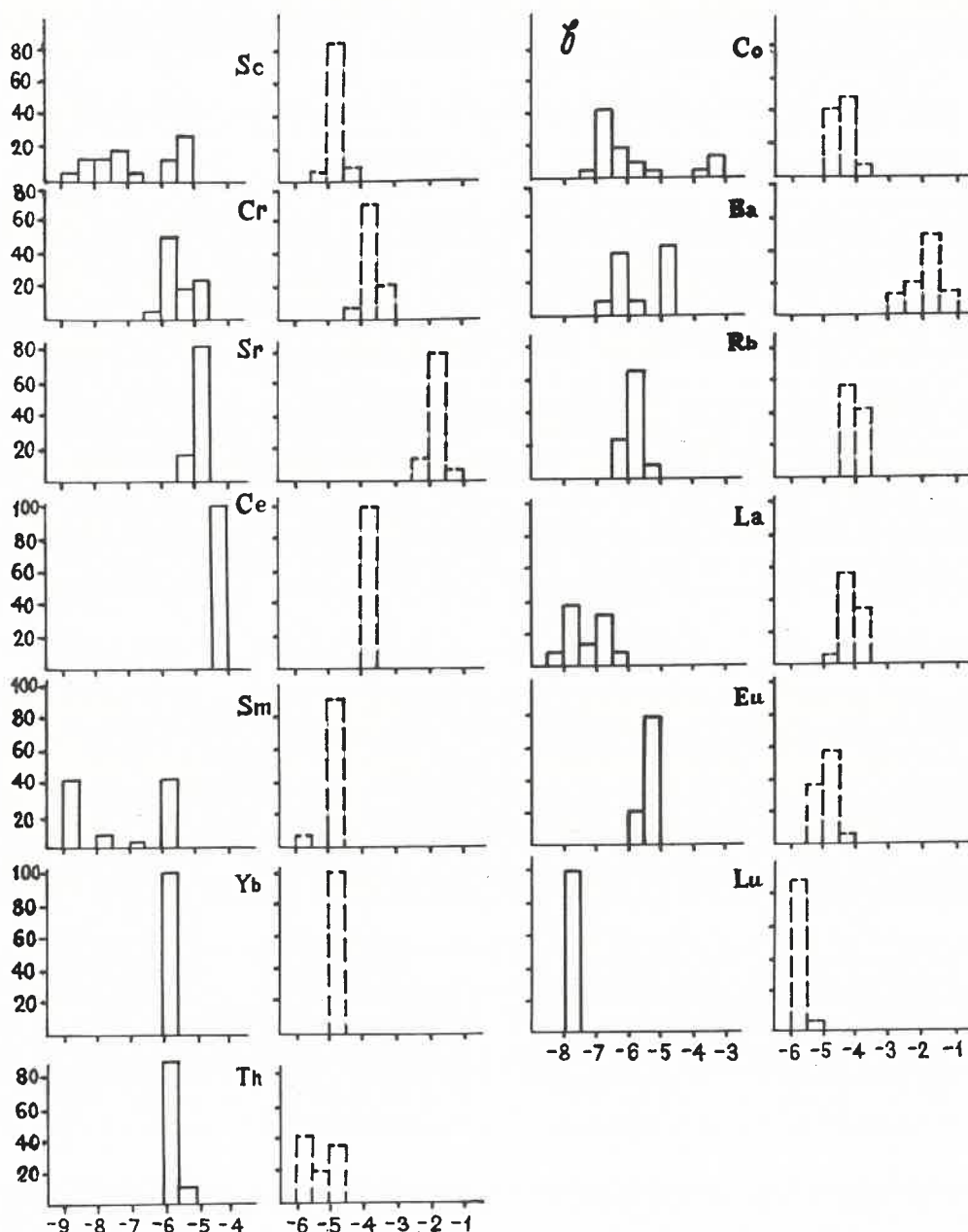
полиметаллических и золотых месторождений, содержание кадмия не коррелируется с цинком, что может свидетельствовать о присутствии их в виде разных металлоорганических комплексов. Близостью дисперсий содержаний характеризуются железо и скандий, но повышенные значения также специфичны для сырых нефтей и газоконденсатов Прикаспия. Сходным распределением при близости средних содержаний в различных регионах отличается молибден. Интересно поведение высоколетучих элементов. Если средние содержания сурьмы и мышьяка на порядок больше в углеводородном сырье Прикаспия, то средние содержания селена (и ртути) выше в Западной Сибири. Вопрос о ртути требует уточнения в связи с малым числом анализов по Прикаспию (см. табл. 1). Ранее приведенные данные по содержанию ртути в нефтях [8] близки к результатам по Западной Сибири.

Необходимо обратить внимание на высокие содержания золота, отмеченные в пробах газоконденсата из месторождений Каратюбе (Прикаспий) — $6 \cdot 10^{-5}\%$ и Новопортовского (Западная Сибирь) — $1,3 \cdot 10^{-5}\%$. Эти значения на два порядка выше, чем отмечалось для них ранее [8, 1]. В то же время нет оснований считать их завышенными, так как в тяжелых нефтях Азербайджана, обогащенных смолами, асфальтенами и серой, концентрация золота достигала 10,5 мг/т [7]. Изучение распределения золота в различных фракциях битумоидов [3,4] однозначно доказывает присутствие углеводородсодержащих соединений золота в терригенных породах. В нефтях такие соединения золота, в отличие от пород, по видимому являются определяющими.

Содержания редкоземельных элементов в углеводородном сырье (см. рис. б, табл. 1) сопоставимы с таковыми, приводимыми другими авторами [9, 1]. В Прикаспийском регионе они, как правило, на 1,5—2 порядка выше, чем в Западной Сибири, и размах крайних значений также больше. Можно полагать, что повышенные концентрации цветных металлов, редких и редкоземельных элементов в нефтях и газоконденсатах Прикаспия, по сравнению с Западной Сибирью, обусловлены своеобразной металлогенической специализацией региона, для которого известны проявления благородных и цветных металлов и радиоактивного сырья.

Распределение петрогенных элементов в сырых нефтях и газоконденсатах, также несут черты геологических особенностей строения региона. Для большинства нефтяных месторождений Прикаспия характерны терригенно-карбонатные разрезы с мощными пластами солей, что накладывает отпечаток





Гистограммы распределения рудогенных (а), петрогенных и редкоземельных (б) элементов в сырых нефтях и газоконденсатах Прикаспия (сплошные линии) и Западной Сибири (пунктирные); микроэлементов (в) в газоконденсатах (сплошные линии) и коллекторах (пунктирные) Карачаганакского месторождения (Прикаспий)

и на состав нефтей данного региона в виде повышенных содержаний кальция и натрия (см. табл. 1. рис. б).

В нефтях и газоконденсатах отдельных месторождений отмечается и весьма неравномерное распределение микроэлементов, зависящее от места отбора пробы. Для большинства элементов содержание увеличивается в сводовых частях месторождений. Существенные различия в содержаниях наблюдаются и для проб, отобранных из раз-

ных скважин одного месторождения. Так для золота вариации достигают трех порядков, мышьяка — двух. Наибольшей дисперсией содержаний отличаются петрогенные элементы — К, Na, Са, в меньшей степени Sr, Ва. По-видимому, это связано с наличием мельчайших твердых взвесей вмещающих пород в нефтях и газоконденсатах. Более устойчивы для отдельных месторождений распределения редкоземельных элементов, что, вероятно, можно объяснить

присутствием их преимущественно в комплексных углеводородных соединениях самих нефтей.

Сравнение состава газоконденсатов и коллекторных пород по скважинам трех месторождений показало, что средние содержания петрогенных элементов (Na, K, Ca, Mn, Fe) в газоконденсатах уменьшаются на 1,5—3 порядка (см. рис. 6, табл. 2). Основные породообразующие элементы коллекторов (Na, K, Ca, Fe) имеют сравнительно меньшую дисперсию содержаний в породах, чем в нефтях. В последних они вероятно находятся как в виде растворенных хлоридов, так и в виде твердых включений, приводящих к наибольшей неравномерности распределения. Относительно широкие колебания содержаний рудогенных элементов в сырых нефтях (Co, Sc), а также редкоземельных (La, Sm; по остальным недостаточное число анализов), по-видимому, связано с многообразием путей их поступления, как в процессе формирования углеводородного сырья, так и при его миграции и консервации, за счет взаимодействия с вмещающими породами. Полагают [12], что подавляющее большинство рудогенных элементов находится в нефтях в виде металлопорфиринов и металлохлоридов.

В заключение следует отметить, что в сырых нефтях и газоконденсатах присутствует большой комплекс микроэлементов, содержание которых варьирует в широких пределах. Наличие тех или иных элементов и их концентрации зависят от региональных и локальных особенностей геологического строения месторождений, согласуясь с составом вмещающих пород и металлогенической специализацией региона.

Сопоставление содержаний микроэлементов в сырых нефтях и газоконденсатах разных регионов, а также сравнительное изучение элементного состава газоконденсатов и коллекторов, позволяет считать, что происходит активный взаимообмен элементами в процессе углеводородного метасоматоза. Изменение концентраций микроэлементов в углеводородном сырье отдельных объектов зависит, по-видимому, как от положения внутри контура объекта, так и от сложности строения самих пластов, глубины их залегания и степеней катагенетических и гипергенных преобразований.

Широкий набор рудогенных элементов и

большой диапазон колебаний их содержаний в пределах как разных нефтяных месторождений, так и одного объекта, косвенно свидетельствует о возможности эндогенного нефтеобразования.

Определенный набор индикаторных элементов, и прежде всего редких и редкоземельных, в нефтях и вмещающих породах может быть использован для поисков нефти и газоконденсатов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алешин Г. Н., Камьянов В. Ф., Филлимонова Т. А., Горбунова Л. В. Металлы в нефтях Западной Сибири // Томский филиал СО АН СССР. Томск, 1986. № 32.
2. Берман Ю. С., Прокопенко А. Ф., Трофимов В. А., Шееров Е. П. Микроэлементный состав подсолевых отложений, нефти и пластовой воды месторождения Аликбекмола // Геология нефти и газа. 1990. № 11. С. 31—34.
3. Виленкин В. А., Фридман И. Д. О связи золота и серебра с рассеянным органическим веществом месторождений золото-сульфидной формации // Геохимия. 1983. № 10. С. 1487—1491.
4. Два типа перераспределения золота сульфидно-вкрапленных руд в черных сланцах / Н. П. Ермолаев, М. И. Ильин, Л. Г. Пальмова и др. // Геология рудных месторождений. 1986. Т. XXVIII. № 1. С. 48—57.
5. Иванкин В. П., Куров М. А., Шимелевич Ю. С. Влияние коллекторов нефти и газа на концентрацию микроэлементов в покрывающих и подстилающих породах // Ядерно-физические методы элементного анализа при поисках и разведке нефти и газа. М.: 1985. С. 91—101.
6. Иванкин П. Ф., Назарова Н. И. Проблема углеродистого метасоматоза и рассеянной металлоносности осадочно-метаморфических пород // Сов. геология. 1984. № 2. С. 90—100.
7. Мирзоев Р. Х., Харитонов В. М. К вопросу изучения следовых содержаний золота в нефтях Азербайджана // Азерб. нефт. хозяйство. 1982. № 11. С. 15—18.
8. Надиров Н. К., Котова А. В., Камьянов В. Ф. Металлы в нефтях. Алма-Ата: Наука. 1984.
9. Старобинец И. С., Курганская Э. В. Микроэлементы в газоконденсатах и их геохимическое значение (на примере нефтегазоконденсатных месторождений Средней Азии) // Докл. АН СССР. 1979. Т. 245. № 2. С. 454—457.
10. Томсон И. Н., Полякова О. П., Полохов В. П., Матюшкин Н. Т. Металлогеническое значение углеродного метасоматоза // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 8. С. 78—88.
11. Чахмачев В. А., Пуланова С. А., Лосицкая И. Ф. Геохимия микроэлементов в нефтепоисковой геологии // Обзор. информ. серия. Нефтепоисковая геология и геофизика. Вып. 11 (70). М., 1984.
12. Metall Complexes in Fossil Fuels. Ed. by R. H. Filby, J. F. Rranthaver ACS Symp. Ser. 344, Washington D. C., 1987. P. 436.

Стереометаллогенический анализ колчеданно-полиметаллического оруденения Рудного Алтая методами математической логики

С. В. СИРОТИНСКАЯ, И. В. ВЕДЯЕВА (ВИЭМС)

Одна из основных задач стереометаллогенических исследований — установление закономерностей рудолокализации в трехмерном пространстве [2,5]. Для этого выявляются глубинные и приповерхностные факторы рудолокализации. В качестве *глубинных* факторов локализации руд рассматриваются особенности строения земной коры (соотношения глубинных слоев земной коры, их мощности, глубина залегания кровли и т. д.). В качестве факторов меньшей глубинности — *приповерхностных* — анализируются такие геологические явления, как состав геологических формаций, их возраст, характер магматизма, простираания разломов и др.

Выявление закономерностей рудолокализации, состоящее в нахождении взаимосвязей глубинных и приповерхностных факторов с типом или масштабом оруденения, может проводиться на основе различного математического аппарата: от методов математической статистики до методов математической логики. Методами математической статистики анализируются данные, имеющие числовое выражение, математической логики — данные, имеющие словесное (качественное) или картографическое выражение. С их помощью также можно проводить совместную обработку разнородных данных. Основные принципы применения методов математической логики для выявления металлогенических закономерностей в двухмерном пространстве опубликованы в [6]. Дальнейшее развитие и компьютерная реализация комплекса этих методов, объединенных по определенной схеме, позволяет решать специфические задачи стереометаллогении, в частности устанавливать закономерности рудолокализации в трехмерном пространстве в связи с приповерхностным и глубинным строением территории.

Технология стереометаллогенического анализа и объемного прогнозирования методами математической логики была реализована на примере колчеданно-полиметаллической минерализации Рудного Алтая. Ранее для этой же минерализации с помощью статистических расчетов установлен ряд важных закономерностей в пространствен-

ном распределении запасов Cu, Pb, Zn [5]. Например, было выяснено, что: 1) 70—74 % запасов Cu, Pb, Zn сосредоточены на Рудном Алтае в пределах двух благоприятных уровней в интервале — 2— + 200— + 600 м (Змеиногорско-Зырянская зона) и в интервале — 200— + 200 м (Алейско-Иртышская зона); 2) 88 % месторождений колчеданно-полиметаллической формации Рудного Алтая приурочены к образованиям «дацит-липаритовой формации»; 3) 70 % месторождений и более 90 % запасов суммы металлов локализованы не далее 9 км от глубинных широтных разломов. Позднее [4] такой же анализ проводился и для выявления зависимости состава руд и запасов металла от глубинных факторов. Оказалось, что основное число комплексных месторождений Pb, Zn, Cu приурочено к минимумам мощности гранитного и вулканогенно-осадочного слоев: медные и полиметаллические месторождения локализованы в участках с мощностью надбазальтового отдела земной коры 18—20 км; полиметаллические месторождения распространены на участках, где достигается максимальная мощность диоритового слоя. Были выявлены также и другие подобные закономерности.

Нетрудно видеть, что во всех этих случаях исследовалась статистическая зависимость числа месторождений или запасов металлов от каждого параметра отдельно, без учета их возможностей взаимосвязи. В результате выявились наиболее общие тенденции в локализации колчеданно-полиметаллического оруденения региона, но не были найдены конкретные геологические обстановки развития этого оруденения и остались неясными, глубинные или приповерхностные факторы, или их совместное влияние определяется особенностями состава месторождений и их масштабом.

В условиях использования методов математической логики этот вопрос решается с помощью построения логико-математических моделей возможных типов связей оруденения с глубинным и поверхностным строением территории. Математические процедуры позволяют выявлять по фактическому материалу логические зависимости, удовлетворяющие составленной моде-

ли. При обработке одного и того же материала может рассматриваться несколько моделей. Анализ результатов с помощью формальных критериев дает возможность оценить, какая из моделей в наилучшей степени согласуется с фактическими данными.

Существующие геологические знания позволяют сформулировать несколько гипотез о типах причинно-следственных связей оруденения с глубинным и приповерхностным строением территории. Можно выделить три группы представлений о связи: рудообразования с глубинными и приповерхностными факторами; глубинных и приповерхностных факторов между собой; факторов с характеризующими их признаками. Эти представления могут быть описаны формулами логики предикатов, которые затем преобразуются в единое уравнение булевой алгебры, имеющее разный вид для различных типов связей оруденения со строением территории.

В общем виде, для картографических данных задача выявления стереометаллогенических закономерностей и последующего объемного прогнозирования ставится следующим образом. Задано m объектов, m_1 из которых обладают изучаемым свойством (крупным масштабом, определенным составом и т. д.), а m_2 — нет. Имеется n карт ($n \geq 1$) в изолиниях, показывающих изменение значений глубинных факторов и $\tau \geq 1$ цветовых карт, отражающих приповерхностное геологическое строение территорий. На всех картах обозначены координаты m эталонных объектов. Легенды цветовых карт разделены на k групп признаков, соответствующих k различным явлениям. Требуется: среди $n + k$ явлений выделить такие, которые представляют собой факторы рудообразования; найти критерии прогнозирования оруденения (признаки, с которыми связано его размещение, масштаб и т. д.); формулу объемного прогнозирования, описывающую связь оруденения с приповерхностными и глубинными критериями прогнозирования, если такая существует. Авторы считают необходимым поблагодарить чл.-корр. Л. Н. Овчинникова за консультации и постоянное внимание к этой работе.

Исходные данные и задачи исследования. Первичный материал по геологическому строению Рудного Алтая был представлен картами и данными по содержаниям и запасам основных компонентов в месторождениях колчеданно-полиметаллической формации. Данные по геологическому строению верхних частей земной коры снимались со структурно-формационной карты юго-западного Алтая масштаба 1:1 000 000 [1]. Для характеристики глубинного строения земной коры использовалось десять карт

того же масштаба в изолиниях [Ф. С. Моисено, Е. Н. Нестеров, 1980; 3]. Карты характеризовали мощность глубинных слоев земной коры, отметки их кровли, положение границ Конрада и Мохоровичича. Кроме того, рассматривалась и карта современного рельефа в изолиниях. Для классификации эталонных объектов (месторождений) по типам минерализации и масштабу использовался материал по содержаниям и запасам Cu, Pb, Zn, пиритной S.

В процессе исследования предполагалось дать ответы на следующие вопросы: 1) что является определяющим для формирования крупных колчеданно-полиметаллических и полиметаллических объектов — глубинные или приповерхностные факторы или одновременно влияют и те, и другие; 2) различаются ли условия локализации колчеданно-полиметаллического и полиметаллического оруденения или они одинаковы для месторождений обоих типов; 3) какие особенности приповерхностного и глубинного строения влияют на тип оруденения, а какие на его масштаб.

Порядок математической обработки данных. Первый этап обработки данных заключается в преобразовании картографического материала в табличную форму. Для выполнения этого этапа предварительно были заданы размер и форма эталонных площадей (площадей, которые включают в центре эталонные месторождения). Всего анализировалось 25 таких площадей. Поскольку оптимальные размеры эталонных площадей можно установить лишь в процессе исследования, рассматривалось два варианта: площади радиусом 5 и 7,5 км. Затем был составлен список признаков, характеризующих их приповерхностное и глубинное строение. Систему признаков приповерхностного строения составила легенда исходной структурно-формационной карты со следующими дополнениями: 1) признаки были разделены на группы и подгруппы по типам геологических явлений и времени их проявления; 2) была детализирована группа признаков «Разломы», что выразилось в появлении четырех новых признаков, характеризующих простираания разломов. В результате систему признаков приповерхностного строения составили следующие группы и подгруппы.

1. *Группа осадочных формаций, включающая:* а) подгруппу девон-каменноугольных формаций (признаки 1—5) с молассовой, угленосной C_1 , C_3 (1), известняково-терригенной C_1^{1-2} (2), флишоидной D_3-C_1 (3), известняково-терригенной $D_2^1-D_3^1$ (4), аспидной D_3-C_1 , $D_2^1-D_3^1$, D_2^2 (5) формациями; б) подгруппу кембрий-девонских формаций (признаки 6—10) с известняково-

1. Фрагмент таблицы исходных данных по приповерхностному строению колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая (осадочные формации)

Классы		Объекты	Признаки									
по масштабу	по составу		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Крупные	Полиметаллические	1			I	I	I				I	
		2									I	
		3			I					I		
		4					I				I	
		5			I		I				I	
		12					I					
	Колчеданные	6		I	I		I					
		13					I	I				
		14		I				I				
		15					I	I				
		16		I	I		I					
		17					I	I				
Мелкие	Колчеданные	20	I									I
		32										I
		18										
		19					I					
		21		I	I		I					
		22		I	I		I					I
	Полиметаллические	23										I
		24										I
		7										I
		8										I
		9		I	I		I					
		10		I			I					
		35										I

терригенной D_2 (6), известняково-терригенной O_3-D_1 (7), терригенно-известняковой O_3-S (8), флишовой E_2-O (9), нерасчлененной докембрийской (10) формациями.

2. Группа вулканогенных формаций девонско-каменноугольного возраста (признаки 11—20), в которую вошли андезит-базальтовая формация C_1^{2-3} (11), вулканические и вулканогенно-осадочные образования андезит-дацитовый островной формации D_2^3 (12), субвулканические тела кислого состава той же формации (13), субвулканические тела среднего состава той же формации (14), вулканические и вулканогенно-осадочные образования базальт-липаритовой формации $D_2^3-D_1^3$ (15), субвулканические тела кислого состава той же формации (16), субвулканические тела среднего состава той же формации (17), вулканические и вулканогенно-осадочные образования базальт-липаритовой формации D_3 (18), субвулканические тела кислого состава той же формации (19), субвулканические тела среднего состава той же формации (20).

3. Группа интрузивных формаций, включающая: а) подгруппу позднекаменноугольных-пермских гранитоидов и малых интрузий (признаки 21—23), представленных калбинскими гранитами P (21), малыми интрузиями порфиоров C_3-P (22), малыми интрузиями порфиритов C_3-P (23); б) подгруппу средне-позднекаменноугольных гранитоидов и габброидов (признаки 24—26), представленных гнейсовидными грани-

тоидами C_2-P (24), гранитоидами змеиногорского комплекса C_{2-3} (25), диабазами и диоритами капестского комплекса C_{2-3} (26); в) подгруппу девонско-раннекаменноугольных гранитоидов и малых интрузий, представленных малыми порфировыми интрузиями D_2 (27), гранодиорит-гранитовой формацией D_2 (28), малыми порфировыми интрузиями D_3 , C_1 (29), габбро-плагиигранитовой формацией C_1 (30), габбро-диабазовой формацией C_1 , D_3-C_1 (31); г) подгруппу ордовикско-силурийских интрузивных формаций складчатого основания с гранодиорит-гранитной O_3-S (32) и габбро-норитовой O_3-S (33) формациями.

4. Группа разрывных нарушений (34—37), которую составили разломы северо-западного (34), северо-восточного (35), широтного (36), меридионального (37) простирааний.

Система признаков глубинного строения включила следующие группы:

5. Средние значения отметок кровли базальтового, габбро-диоритового, гранодиоритового слоев (соответственно 40, 41, 42).

6. Средние значения мощностей габбро-диоритового (43), гранодиоритового (44), гранитового (45), вулканогенно-осадочного (46), базальтового (47) слоев.

7. Средние значения отметок границ Конрада и Мохоровичича (48 и 49).

8. Средние отметки современного рельефа (50).

9. Перепады отметок кровли базальтового

2. Фрагмент таблицы исходных данных по глубинному строению колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая (средняя мощность слоев)

Классы		Объекты	Признаки				
по масштабу	по составу		43	44	45	46	47
Крупные	Полиметаллические	1	5	7	2	4,3	20,5
		2	6	4,5	1	4	22,8
		3	2,5	3	1	0,5	23,5
		4	9,5	12	1	0,5	23,3
		5	11	6	1,5	4	20,5
		16	14	4,5	3	4	26,3
		6	15	5	1,5	1	18,8
	Колчеданные	13	3,5	5	2,5	4	19
		14	4,5	4,5	1,5	1	17,8
		15	8,5	5	1,5	0,5	16,5
		16	18	2,5	3	0,5	18,8
		17	10	4	1,5	0,5	16,5
		20	18,5	0	1,5	0,5	17,2
		32	—	—	—	—	17,7
Мелкие	Колчеданные	18	7	7	1	2	22
		19	8,5	13	1	0,5	22,5
		21	11,5	1	1	0,5	21,5
		22	13	3	1	0,5	22
		23	11,5	1,5	1,5	0,5	17,1
		24	17,5	0,5	1,5	0,5	17,2
		7	10,5	0,5	0,5	3	20,8
		8	16,5	0,5	1	3	20,8
	Полиметаллические	9	20	2	2	0,5	18,5
		10	15	5	2	1	18,8
		35	—	—	—	—	18,2

(60), габбро-норитового (61), гранодиоритового (62) слоев.

10. Перепады мощностей габбро-диоритового (63), гранодиоритового (64), гранитного (65), вулканогенно-осадочного (66) и базальтового (67) слоев.

11. Перепады отметок границ Конрада и Мохоровичича (68 и 69).

12. Перепады отметок современного рельефа (70).

Для объективного разделения эталонных объектов на типы использовалась количественная мера — $Pb + Zn / Cu + S$ пиритной в рудах месторождений. Объекты, для которых это отношение больше 1, относились к полиметаллическим, прочие — к колчеданно-полиметаллическим (колчеданным). В результате 15 объектов были отнесены к колчеданному, а 10 к полиметаллическому типам. Отнесение месторождения к крупным или мелким производилось по сумме запасов Cu, Pb, Zn по общепринятым градациям.

Для построения бинарной табл. 1 использовались 37 признаков приповерхностного строения. В строках табл. 1, описывающих рудные объекты, факт наличия того или иного признака (геологического образования) отмечался в соответствующем столбце символов «I», если признак фиксировался в радиусе 5 км, или «I» если признак фиксировался в радиусе 7,5 км. В случае отсутствия признака вместо символа «O» оставлялся пробел.

При преобразовании в табличную форму карт в изолиниях строилась числовая табл. 2. Числовые значения характеристик глубинного строения снимались с карт в пределах эталонных площадей. При этом фиксировалось среднее значение и перепад значений признака только в одном варианте — для радиуса 5 км. затем полученная табл. 2 преобразовывалась в серию бинарных таблиц, разных для различных вариантов математической обработки.

При исследовании условий концентрации оруденения эта обработка заключалась в проверке нескольких гипотез о связи масштабов оруденения с приповерхностным и глубинным строением территорий и проводилась в пяти вариантах. Во-первых, выяснялось существует ли эта связь для крупных (вариант а) и мелких (вариант б) месторождений независимо от их типа. Во-вторых, проверялось имеется ли она для каждого из типов в отдельности: крупных колчеданных месторождений (вариант в), мелких колчеданных месторождений (вариант г), крупных полиметаллических месторождений (вариант д). Для мелких полиметаллических месторождений вариант д не выполнялся, так как этот класс был представлен только двумя объектами.

Первоначально по табл. 1 анализировалось приповерхностное строение эталонных объектов без учета их различия по типу и масштабу. Далее по построенным на основе табл. 2 бинарным таблицам находилась

3. Частные приповерхностные ситуации локализации колчеданно-полиметаллической минерализации Рудного Алтая

Индекс ситуации	Математическое описание ситуации	Класс объектов, по которому выявлена ситуация	Объекты, локализованные в данной ситуации	
			колчеданные	полиметаллические
C ₁	5 & 18 & (27 v 29) & 36	Крупные полиметаллические	21	1, 5, 6, 10, 9 ⁺
C ₂	5 & 18 & 31 & 36	То же	19, 21	5, 2, 10
C ₃	(9 v 8) & 18 & 25 & (34 v 35)	Крупные полиметаллические Мелкие полиметаллические Мелкие колчеданные	20, 23, 24, 7, 8 ⁺	2, 3, 4, 35
C ₄	5 & 18 & 31 & 34	Мелкие колчеданные	18 ⁺ , 19, 21, 22	5, 12
C ₅	(6 v 9) & 15 & 22 & 34	Крупные колчеданные	13, 14, 15, 17, 32	
A ₁	9 & 15 & 25 & 37	То же	20	
A ₂	5 & 18 & 29 & 37	»	16	5, 9 ⁺

П р и м е ч а н и е . 1. Подчеркнуты номера крупных объектов. 2. Знаком «+» отмечены номера объектов, для которых отдельные входящие в ситуацию признаки устанавливаются на расстоянии, превышающем 7,5 км на карте (для объекта 9⁺ — разломы, 18⁺ — осадочные породы, 8⁺ — гранитоиды змеиногорского комплекса). 3. Арабские цифры в математическом описании ситуаций обозначают номера признаков. 4. &, v — символы логических операций, соответствующие союзам «и», «или».

связь выявленных приповерхностных ситуаций с глубинным строением территорий.

Результаты обработки данных. Применение к анализу построенных таблиц разработанной компьютерной технологии показало, что ни одна из проверяемых гипотез о связи масштабов колчеданно-полиметаллического оруденения со строением региона ни при совместном, ни при отдельном рассмотрении колчеданных и полиметаллических месторождений не подтверждается. Это означает, что либо масштаб колчеданно-полиметаллического оруденения вообще не связан с анализируемыми признаками приповерхностного и глубинного строения, либо концентрация оруденения шла разными путями для различных объектов с минерализацией одного типа. Дальнейшие исследования включали проверку этих предположений.

В качестве первого типа такого исследования по табл. 1, характеризующей приповерхностное строение региона, были найдены ситуации рудолокализации различных групп изучаемых месторождений. Как оказалось (табл. 3) и для крупных полиметаллических, и для мелких колчеданных месторождений существует несколько ситуаций локализации. Причем ситуации, выявленные только по группе крупных полиметаллических месторождений оказались свойственны и полиметаллическим мелким, и колчеданным, а также наоборот. Что же касается крупных колчеданных месторождений, то для большинства из них (пять из семи) выделилась своя специфическая ситуация (C₃), а объекты 20 и 16 оказались в аномальных, относительно остальных крупных колчеданных месторождений, ситуациях. Кроме того, выяснилось, что объект 20 локали-

зован также в ситуации C₄, а ситуация A₂, в которой находится объект 16 очень сходна (за исключением направлений разломов) с ситуацией C₁, характерной для полиметаллических месторождений. В ней помимо месторождения 16 находятся также несколько полиметаллических объектов. В связи с полученными результатами относительно объектов 20 и 16 возникло предположение, что они, скорее всего, относятся к другим формационным типам, и для них концентрация колчеданного оруденения шла иными путями, чем для большинства других крупных колчеданных месторождений. Это предположение, затем, проверялось при нахождении объемных закономерностей размещения колчеданно-полиметаллического оруденения.

Нетрудно видеть, что некоторые ситуации рудолокализации в табл. 3 различаются лишь отдельными признаками, относящимися к одной и той же подгруппе в исходной системе. Поэтому такие сходные ситуации далее рассматривались как частные проявления одних и тех же более общих геологических обстановок рудолокализации. Эти общие обстановки приведены в табл. 4.

Первая из них П₁ соответствует блокам унаследованного воздымания в девоне с редуцированной во времени вулканической деятельностью. Ранее завершение вулканической деятельности знаменуется неполным разрезом девонской базальт-риолитовой формации (18), ее фаціальным замещением осадочными образованиями и перекрытием аспидными отложениями позднего девона — карбона (5). Характерной особенностью этой обстановки, отличающей ее от двух других, является проявление кислого и основного магматизма в форме порфировых

4. Общие приповерхностные обстановки локализации колчеданно-полиметаллической минерализации Рудного Алтая

Индекс обстановки	Индексы соответствующих частных ситуаций	Математическое описание обстановки	Тип развития блоков, охарактеризованный данной обстановкой	Объекты, локализованные в данной обстановке	
				колчеданные	полиметаллические
П ₂	C ₁ , C ₂ , C ₄ , A ₂	5 & 18 & 29 & (34 v 36 v 37)	Унаследованное воздымание в палеозое	18 ⁺ , 19, 21, 22, 16	1, 5, 6, 9 ⁺ , 10, 12
П ₂	C ₃	9 & 18 & 25 & (34 v 35)	Унаследованное прогибание с инверсией в палеозое	23, 24, 7, 8, 20	2, 3, 4, 35
П ₃	C ₅	9 & 15 & 22 & 34	Унаследованное длительное прогибание в палеозое	13, 14, 15, 17, 32	

П р и м е ч а н и я . 1. 9 — сложный признак, объединяющий признаки 6, 8, 9 из подгруппы кембро-девонских осадочных формаций; 29 — сложный признак, объединяющий признаки 27, 29, 31 из подгруппы девон-каменноугольных интрузий. 2. Остальные пояснения см. примечание к табл. 3.

интрузий (сложный признак 29, соответствующей признакам 27, или 29, или 31 в исходной системе) на фоне значительно сокращенного разреза базальт-риолитовой формации.

Вторая обстановка П₂ соответствует блокам земной коры с унаследованным прогибанием и последующей инверсией в позднем палеозое. Об этом свидетельствует широкое развитие подстилающих вулканогенные формации флишеидных отложений кембрийско-ордовикского возраста и терригенно-известняковых отложений ордовикско-силурийского возраста (8,9), а также редуцированный разрез базальт-риолитовой формации девонского возраста (18) при широком развитии средне-позднекаменноугольных гранитоидных интрузий змеиногорского комплекса (25).

Третья обстановка П₃ соответствует блокам земной коры с унаследованным длительным прогибанием в силуре и девоне. Это выражается в наличии ниже-среднепалеозойских отложений, подстилающих рудовмещающую базальт-риолитовую формацию (6,9), и в полном разрезе вулканогенных формаций среднего—позднего девона (15). Для обстановки П₃, помимо полного разреза вулканитов базальт-риолитовой формации, характерно также внедрение наиболее молодых интрузий порфиров позднекарбоново-пермского возраста (22).

Кроме изложенных особенностей обстановок П₁, 2,3, в каждой из них развиты разломы определенных направлений. Так, с обстановкой П₁ связано развитие древней ортогональной системы широтных и меридиональных разломов (36, 37), а также системы разломов северо-западного простирания (34). При этом с широтными и меридиональными разломами ассоциирует полиметаллическое оруденение (частные ситуации С₁, 2

в табл. 3), а с северо-западными — колчеданное (ситуация С₄).

Для обстановки П₂ характерно проявление более молодой ортогональной системы северо-западных и северо-восточных разломов, а для обстановки П₃ — только северо-западных.

Как показал второй этап анализа данных, проводившийся с учетом глубинного строения площадей, ни одна из выделенных приповерхностных геологических обстановок рудолокализации не связана с каким-либо одним или несколькими параметрами глубинного строения. Однако внутри одной и той же обстановки состав месторождений связан с мощностью базальтового слоя. Причем характер влияния этого глубинного фактора на тип оруденения в разных приповерхностных обстановках различен: в блоках, с установленным воздыманием в девоне П₁, при мощности базальтового слоя меньше 21 км формируются полиметаллические месторождения, а при мощности базальтового слоя больше 21 км — колчеданно-полиметаллические. В блоках унаследованного прогибания с последующей инверсией П₂ соотношение обратное: при мощностях базальтового слоя меньше 21 км проявлена колчеданно-полиметаллическая минерализация, а больше 21 км — полиметаллическая. В обстановке П₃ локализованы только крупные колчеданно-полиметаллические месторождения. Мощность базальтового слоя для них меньше 21 км (табл. 5).

Таким образом, согласно полученным результатам, тип колчеданно-полиметаллического оруденения определяется совместным действием двух факторов, один из которых (мощность базальтового слоя) представлен глубинными признаками, а другой, сложный фактор, (история развития блоков земной коры) — приповерхностными. При таком типе зависимости, когда факторы не

5. Зависимость типа колчеданно-полиметаллического оруденения от особенностей развития и глубинного строения региона

Мощность базальтового слоя, км	Тип развития блоков		
	Воздымание	Прогибание с инверсией	Длительное прогибание
≤ 21	Pb, Zn	Cu	Cu
> 21	Cu	Pb, Zn	

связаны между собой причинно-следственными отношениями, все благоприятные для рудолокализации ситуации обязательно включают как приповерхностные, так и глубинные признаки, являясь объемными (табл. 6).

Помимо табличного выражения найденные закономерности размещения колчеданно-полиметаллической минерализации имеют и аналитическое выражение в виде формул алгебры логики. В частности, объемные закономерности размещения полиметаллического оруденения описываются формулой (1), а колчеданного — (2):

$$f_{\text{Pb-Zn}} = [u_5 \& u_{18} \& u_{29} \& (u_{34} \vee u_{36} \vee u_{37}) \& \bar{Z}_{47}] \vee [u_9 \& u_{18} \& u_{25} \& (u_{34} \vee u_{35}) \& Z_{47}], \quad (1)$$

$$f_{\text{Cu-Fe}} = [u_5 \& u_{18} \& u_{29} \& (u_{34} \vee u_{36} \vee u_{37}) \& \bar{Z}_{47}] \vee [u_9 \& u_{18} \& u_{25} \& (u_{34} \vee u_{35}) \& \bar{Z}_{47}] \vee [u_9 \& u_{15} \& u_{22} \& u_{34} \& \bar{Z}_{47}], \quad (2)$$

где & — знак операции конъюнкции соответствует союзу «и»; знак $\vee$ — знак операции дизъюнкции соответствует неальтернативному союзу «или»; $u_9, \dots, u_{37}$ — логические переменные, соответствующие признакам приповерхностного строения (см. табл. 4), а $\bar{Z}_{47}, Z_{47}$ — логические переменные, соответствующие признакам глубинного строения (см. табл. 5). Если признак устанавливается, то переменные $u_9, \dots, u_{37}$ принимают значение 1, если не устанавливаются — 0. Что касается переменных $\bar{Z}_{47}, Z_{47}$, то Z_{47} принимает значение 1, если средняя мощность базальтового слоя больше 21 км, а $\bar{Z}_{47}$ (отрицание Z_{47}) имеет значение 1 при мощности базальтового слоя меньшей или равной 21 км и значение 0 в ином случае.

Полученные формулы объемных закономерностей размещения колчеданно-полиметаллического и полиметаллического оруденения позволяют выполнять его прогнозирование. Для этого в правые части формул в зависимости от того, установлены или не установлены на рассматриваемой площади

6. Объемные ситуации размещения колчеданно-полиметаллического оруденения Рудного Алтая

Тип оруденения	Индекс объемной ситуации	Математическое описание объемной ситуации	Объекты, локализованные в данной объемной ситуации
Полиметаллический	O ₁	П ₁ & 47	1, 5, 6, 12, 9, 10, 16 ⁺
	O ₂	П ₂ & 47	2, 3, 4
Колчеданный	O ₃	П ₂ & 47	18, 19, 21, 22
	O ₄	П ₂ & 47	23, 24, 7, 8, 20 ⁺ , 35 ⁺
	O ₅	П ₃ & 47	13, 14, 15, 17, 32

Примечание. 1. П₁, П₂, П₃ — индексы приповерхностных обстановок (см. табл. 4). 2. 47, 47 — признаки мощности базальтового слоя: 47 — средняя мощность > 21 км., 47 — средняя мощность ≤ 21 км. 3. Подчеркнуты номера крупных объектов. 4. + — объекты, формационный тип которых прогнозировался по принадлежности к объемным ситуациям.

учтенные в формуле признаки подставляются значения логических переменных — 1 или 0. Если после выполнения указанных в формуле логических операций функция принимает значение 1, то это указывает на перспективность данной площади относительно изучаемого типа минерализации. Если функция принимает нулевое значение, то площадь считается бесперспективной. При вычислении значений функции рассматриваются площади строго определенной формы и размера, идентичные по своим параметрам (форме, размеру) эталонным площадям. На основе формул (1) и (2) или табл. 4 и 6 можно построить прогнозную стереометаллогеническую карту с контурами объемных областей развития изучаемого оруденения.

Выявленными объемными ситуациями (см. табл. 6) определяется формационный тип оруденения, с которым, по-видимому, связана потенциальная возможность образования крупных месторождений. Действительно, три объемные ситуации O₁, O₂, O₅ свойственны крупным полиметаллическим O_{1, 2} и колчеданно-полиметаллическим O₅ месторождениям (мелкие объекты 9, 10 находятся в радиусе до 5 км от соответствующих крупных объектов 16, 6 и в масштабе исследования могут считаться фланговыми частями этих крупных объектов). Две оставшиеся объемные ситуации O₃ и O₄ характерны для мелких колчеданно-полиметаллических объектов.

Кроме выяснения перспективности новой площади относительно колчеданного или полиметаллического оруденения, формулы (1), (2) и табл. 6 можно использовать и для

уточнения формационного типа отдельных объектов. Именно в этом аспекте анализировались объекты 16, 20, в связи с которыми возник вопрос о возможной конвергентности условий формирования крупных колчеданных месторождений. Для проверки этого предположения объекты 16, 20 при выявлении объемных закономерностей рудолокализации были исключены из анализа. Далее они рассматривались как новые объекты и для них по формулам из табл. 6 определялась объемная ситуация, в которой они находятся. В результате оказалось, что объект 16 попадает в объемную ситуацию O_1 , характеризующуюся полиметаллической специализацией, а объект 20 в ситуацию O_4 , свойственную мелким колчеданным объектам. Из табл. 3 с частными приповерхностными ситуациями видно, что особенностью месторождения 16, отличающей его от большинства полиметаллических объектов, является ассоциация с меридиональными, а не широтными разломами (ситуация A_2). Меридиональными разломами, наряду с более молодыми, чем в ситуации O_4 , породами базальт-риолитовой формации, характеризуется и приповерхностная ситуация A_1 , в которой локализуется месторождение 20. Поэтому можно предположить, что в отличие от крупных колчеданных месторождений, находящихся в объемной ситуации O_5 , месторождения 16 и 20 формировались в два этапа рудообразования. Первоначально они возникли как полиметаллический (16) и мелкий колчеданный (20) объекты. Позднее, возможно, в связи с подновлением меридиональных разломов, они были повторно вовлечены в рудообразование и сформировались уже как крупные колчеданные месторождения.

Помимо объектов 16 и 20 при выявлении объемных закономерностей были исключены из анализа крупный колчеданный объект 32 и мелкий полиметаллический объект 35. Для них не были известны все 10 параметров глубинного строения, а имелись только 3 из них, в том числе мощность базальтового слоя (см. табл. 2). При определении по формулам из табл. 6 их формационного типа объект 32 попал в ситуацию O_5 . Этим подтвердилась его принадлежность к классу крупных колчеданных месторождений. Что касается объекта 35, то он попал в ситуацию O_4 , свойственную мелким колчеданным, а не полиметаллическим объектам. Этот результат можно объяснить тем, что объект 35 находится вблизи колчеданного месторождения 32 и, скорее, является его фланговой частью, а не самостоятельным объектом.

В целом найденные закономерности размещения оруденения на Рудном Алтае можно интерпретировать следующим образом.

По мере перехода от обстановки $O_{1,3}$ к обстановкам $O_{2,4,5}$ наблюдается омоложение возраста интрузивных формаций, смена плана тектонических нарушений (от древней широтно-меридиональной к молодой северо-западной — северо-восточной и подновленной меридиональной). Поэтому можно предполагать, что выделенные в табл. 6 группы объектов либо относятся к двум разновозрастным этапам рудообразования, либо являются отражением единого длительно протекавшего во времени процесса рудообразования. В начальный этап рудообразования полиметаллическая минерализация развивается в блоках регионального воздымания с маломощным базальтовым слоем меньше 21 км, а колчеданная — в участках блоков регионального воздымания, где мощность базальтового слоя больше 21 км. В заключительный этап рудообразования полиметаллическая минерализация развивается в блоках регионального погружения на участках с мощным базальтовым слоем, а колчеданная — в блоках стабильного погружения с маломощным базальтовым слоем. Подобное развитие оруденения во времени и пространстве определяет характерную для Рудного Алтая геохимическую вертикально-латеральную зональность. Таким образом, в регионе выделяются два типа полиметаллических и два типа колчеданных объектов предположительно с разными соотношениями глубинного и корового вещества.

В заключение можно сделать выводы.

1. Совокупность глубинных и приповерхностных особенностей геологического строения Рудного Алтая в масштабе 1:1 000 000 определяет формационный тип колчеданно-полиметаллических месторождений, с которым взаимосвязан масштаб рудных концентраций.

2. Выделяются полиметаллические и преимущественно колчеданные месторождения областей унаследованного регионального воздымания в $PZ_{2,3}$, а также полиметаллические и преимущественно колчеданные месторождения областей регионального погружения в $PZ_{2,3}$.

3. В пределах каждой области различия в составе месторождений, преимущественно колчеданном или полиметаллическом, определяются особенностями глубинного строения, в частности, мощностью базальтового слоя.

4. Для крупных колчеданных и полиметаллических месторождений масштаба 1:1 000 000 отсутствуют общие факторы, контролирующие их размещение. Общие факторы рудолокализации также не обнаруживаются и для всех крупных объектов одного и того же минерального типа.

5. Выявляется конвергентность крупных колчеданных месторождений, которые относятся к разным формационным типам и в

различных геологических обстановках возникают под воздействием различных факторов.

6. Объемные закономерности размещения рудноалтайских месторождений описываются формулами алгебры логики, которые могут быть использованы для построения стереометаллогенических прогнозных карт и оценки блоков земной коры на определенный формационный и минеральный тип колчеданно-полиметаллического оруденения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Атлас палеотектонических и структурно-формационных карт палеозоя Юго-Западного Алтая* (масштаб 1:1 000 000) — М., Мингео СССР, 1978.
2. Баранов В. Д., Овчинников Л. Н. Стереометаллогения и принципы геолого-геохимического прогнозирования колчеданных месторождений Ре // *Геохимическая геохимия и рудообразование*. — М.: Наука, 1980. С. 17—32.
3. Любецкий В. Н. Глубинное строение и районирование Иртыш-Зайсанской складчатой системы по геофизическим данным // *Изв. вузов. Геология и разведка*. 1965. № 12. С. 3—14.
4. Моисеенко Ф. С., Нестеров Е. М. Металлогенические связи месторождений меди, свинца и цинка в Зайсанской складчатой системе с глубинным строением земной коры // *Вестник ЛГУ*. 1982. № 24. Вып. 4. С. 62—65.
5. Овчинников Л. Н., Баранов В. Д. Проблемы стереометаллогении // *Проблемы металлогении и рудогенеза*. — Алма-Ата: Наука, 1974. С. 51—71.
6. Сиротинская С. В. Логические методы анализа геологической информации. — М.: Недра, 1986.

УДК 551.263:553.434

© А. М. Лурье, 1994

О рудогенерирующем потенциале красноцветных формаций

А. М. ЛУРЬЕ (Институт литосферы РАН)

Гипотеза о красноцветных формациях как источнике меди при образовании месторождений типа медистых песчаников и сланцев наиболее обоснована [8] и признана во всем мире [5]. В то же время следует подчеркнуть, что основанием для нее послужили материалы по геологии месторождений типа медистых песчаников и сланцев. Менее изучены с затронутых позиций отложения красноцветных формаций, в частности, формы фоновой меди и ее поведение в процессе формирования пород — источников меди.

Краткий обзор работ по формам фоновой меди в красноцветных формациях. Одна из первых работ в этой области принадлежит Е. Н. Борисенко и И. Б. Никитиной [1], которые при помощи серии последовательных вытяжек извлекали медь из следующих минерально-геохимических форм: водно-растворимой, легкодесорбируемой (раствор хлористого калия), карбонатной (уксусная кислота) и связанной с легкорастворимыми минералами, а также труднодесорбируемой меди в глинах (шестинормальный раствор соляной кислоты). Указанными реактивами обрабатывались красноцветные и сероцветные алевролиты и песчаники, отобранные из отложений красноцветных формаций верхней перми Западного Предуралья и нижнего мела Южной Ферганы. В результате установлено, что как в красноцветных, так и в восстановленных сероцветных породах водно-растворимая и обменносорбированная медь практически отсутствует, доля карбонатной колеблется

от 1,9 до 8 %. Наибольшее количество меди извлекается солянокислой вытяжкой (33—55,8 %), в которую переходит медь, связанная с оксидами железа, хлоритами, и труднодесорбируемая из тонкодисперсной фракции. Около половины меди не извлекается и находится в труднорастворимой форме.

Оригинальная работа по определению форм меди выполнена американскими исследователями [19]. Ими изучались молодые (палеогеновые) красноцветные отложения Калифорнийского залива, еще не закончившие развитие (красноцветы первой стадии [21]). Установлено, что пигментирующее вещество (оксиды железа) в красноцветные отложения поступало не из области сноса, как полагали ранее, а образовалось в бассейне седиментации за счет окисления железосодержащих минералов изверженных пород, таких как роговая обманка, биотит, магнетит и др. [16]. В работе [19] использованы химические реактивы для селективного извлечения следующих форм меди: обменносорбированной, связанной с органическим веществом, оксидами марганца и железа. Количество меди в каждой форме соответственно составило 2,5; 1,5; 1,45 %. Последнюю форму меди химически разделили на связанную с аморфными оксидами железа (11 %), слабоакристаллизованными (14 %) и кристаллическими (20 %). Итак, основное количество меди приходится на оксиды железа (45 %) и на труднорастворимые формы (около 50 %).

По нашему мнению, дополнительный материал по рассматриваемой проблеме можно

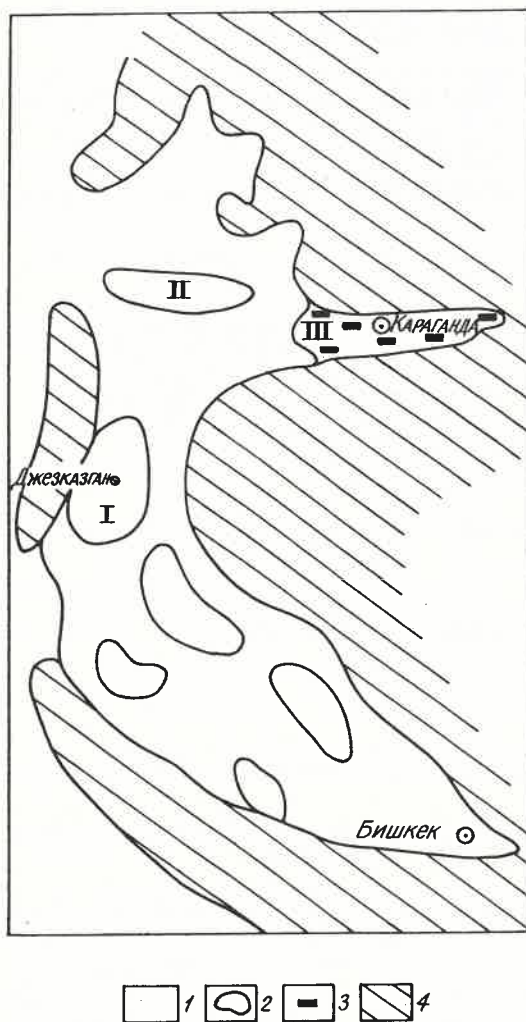


Рис. 1. Схема варисцийского прогиба Центрального Казахстана:

1 — варисцийский прогиб; области максимального прогибания, выполненные отложениями C_{2-3} ; 2 — красноцветными, 3 — угленосными; 4 — складчатое обрамление прогиба; участки, в которых изучались формы фоновой меди в отложениях C_{2-3} : I — Джезказганская, II — Тенизская, III — Карагандинская впадины

получить путем сопоставления форм меди в разновозрастных отложениях, образованных в различных геохимических обстановках, но с единой областью питания. Таким условиям отвечают красноцветные отложения C_{2-3} Джезказганской и Тенизской впадин и их сероцветные аналоги в Карагандинском угленосном прогибе (рис. 1). Сопоставление форм меди в отложениях этих бассейнов интересно еще и тем, что красноцветные отложения C_{2-3} Джезказганской впадины, по представлениям ряда исследователей, явились источником меди при образовании крупных месторождений [2, 3, 10].

Формы меди в отложениях названных

впадин изучались Е. М. Грачевской [4]. Ею установлено, что в красноцветных песчаниках Джезказганской и Тенизской впадин значительная часть меди связана с оксидами железа (33 %), в сероцветных песчаниках Карагандинского бассейна этой формы меди содержится только 17 %, но одновременно резко увеличивается количество меди, извлекаемой из органического вещества 44 %. В красноцветных отложениях данная форма меди составляет всего 3—4 % от ее валового количества.

Эволюция форм меди при формировании красноцветных отложений. Для рассмотрения эволюции форм меди в красноцветных формациях мы воспользовались данными об образовании пигмента (оксидов железа) в результате процесса, протекающего в настоящее время в палеогеновых отложениях, развитых в пустыне на берегу Калифорнийского залива. В этих отложениях еще не закончилось формирование красящего вещества. Вверх по разрезу они переходят в сероцветные четвертичные отложения. Т. Уолкер [18] показал, что, несмотря на стабильность области сноса, одинаковые фациальные и климатические условия осадконакопления, при переходе от четвертичных отложений к неогеновым серая окраска пород постепенно меняется на красно-бурую. В красно-бурых породах уменьшается количество неустойчивых железосодержащих обломочных минералов, за счет которых образовался железистый пигмент. Разложение темноцветных минералов происходило под действием поровых вод. По данным Ф. В. Чухрова [16], при окислении в растворе двухвалентного железа оно выпадает в виде аморфного вещества — ферригидрита (протогематита), который со временем самопроизвольно переходит в гематит.

Основными носителями меди служат железосодержащие минералы изверженных пород. Согласно В.В.Ляховичу и Т.Т.Ляхович [9], в биотите гранитов находится 16—34 % меди от ее общего количества в породе. Содержание меди в минералах-носителях изверженных пород существенно колеблется. В средних пробах оно может составлять 0,08 %, в отдельных пробах — до 1 % [20]. При окислении железосодержащих минералов в бассейне седиментации и выделении из растворов ферригидрита последний сорбирует медь. Таким образом, значительная часть меди вновь оказывается связанной с железом (рис. 2). При кристаллизации ферригидрита происходит потеря меди в результате ее десорбции. Проведенные нами расчеты данных анализов из работы [19] показали, что аморфные оксиды железа содержат около 0,5 % меди, слабонакислитель-

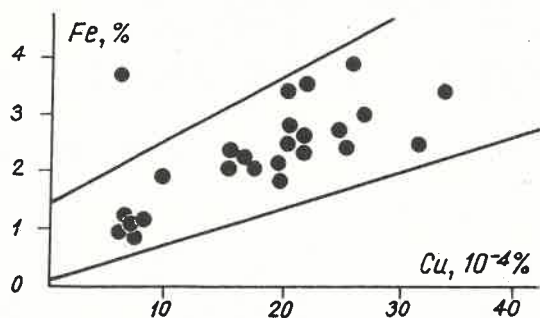


Рис. 2. Связь содержаний железа и меди в палеогеновых красноцветных отложениях Калифорнийского залива, по материалам [21]

зованные — 0,2 %, кристаллические — 0,06 %.

Разрушение темноцветных минералов при катагенезе в равной степени наблюдается и в сероцветных отложениях [15], но здесь обилие органического вещества препятствует окислению железа, которое в этих условиях участвует в образовании таких минералов, как хлориты, смектиты и др. Медь в виде примеси входит в состав этих минералов, но большая ее часть аккумулируется органическим веществом. В песчаниках Карагандинского бассейна с органическим веществом связано 44 % меди от общего количества в породе [4].

По данным стадийных химических анализов, выполненных Е. М. Грачевской [4], в песчаниках Карагандинского бассейна с оксидами железа связано 17 % общего количества меди. Можно полагать, что примененный упомянутым автором реактив извлекал медь не только из оксидов железа, но и из легкорастворимых силикатов и труднодесорбируемую из глин. Е. Н. Борисенко и И. Б. Никитина [1] показали, что в отложениях, в которых железо восстановлено, медь захватывается монтмориллонитом. При этом она извлекается тем же реактивом, что и медь в оксидах железа красноцветных отложений.

В глинах современных осадков преобладает монтмориллонит терригенного и аутигенного происхождения. Особенно он характерен для глин аридных областей. По мере старения глин содержание монтмориллонита уменьшается: он уступает место иллит и смешанным иллит-монтмориллонитовым слоям. Монтмориллонит обладает большей сорбционной емкостью по отношению к меди, чем иллит и, следовательно, изменение состава глин должно сопровождаться уменьшением количества сорбированной меди [19]. Однако содержание меди в глинах настолько низкое, что переход монтмо-

риллонита в иллит не приводит к потере значительного количества меди.

Наряду с десорбцией меди в результате потери сорбционной емкости при раскристаллизации ферригидрита, существенную роль для перехода меди в раствор может играть обменная сорбция. Обмен поглощенного комплекса с солевым раствором происходит в эквивалентных количествах и подчиняется закону действия масс, но реализуется он до определенного предела, ниже которого обмен прекращается. Об этом свидетельствует постоянное присутствие низких содержаний меди в гематите и глинах красноцветных отложений, в т. ч. и тех, в которых полностью закончились кристаллизация ферригидрита и обезвоживание глин.

Из приведенных данных следует, что медь освобождается в основном из ферригидрита. Минералы с низким содержанием меди прочно ее удерживают.

Дальнейшая судьба десорбируемой меди зависит от геохимической обстановки вмещающих пород. Можно выделить два типа красноцветных отложений. Один тип не может удерживать десорбированную медь (пример — красноцветные отложения Джезказганской впадины). В другом типе в тяжелой фракции установлены сульфиды меди (красноцветные отложения Тенизской впадины). По-видимому, здесь в небольшом количестве сохраняются восстановители, способные генерировать сероводород, вступающий во взаимодействие с медью.

Если в красноцветных отложениях отсутствуют новообразованные минералы меди, то имеются основания предположить, что часть меди была удалена вместе с раствором.

В процессе прогрессирующего покраснения палеогеновых отложений Калифорнийского залива ощутимого выноса меди не происходит [21]. Это может быть вызвано высоким E_h растворов, обусловленным присутствием свободного кислорода, или же низким содержанием меди и высокими сорбционными емкостями молодых отложений, которые будут уменьшаться при последующих катагенетических преобразованиях. Если это так, то для выноса меди из красноцветных отложений ее фон должен превышать определенные пределы, ниже которых потеря меди становится невозможной.

Фон меди в красноцветных отложениях определяется составом пород питающей провинции. Чем больше изверженных пород основного состава, характеризующихся, как известно, повышенным содержанием меди (среднее 0,01 %), подвергалось размыву, тем выше среднее содержание меди в осадках. По данным И. В. Глухана и И. В. Евдокимова, в песчаниках Джезказганской впадины среднее содержание меди составляет

$2 \cdot 10^{-3}\%$, в Тенизской — $2,2 \cdot 10^{-3}\%$, в Карагандинской — $4,5 \cdot 10^{-3}\%$ * [4]. Аналогичная тенденция изменения фоновых содержаний меди установлена и Е. М. Грачевской (соответственно $1,2 \cdot 10^{-3}$, $2,47 \cdot 10^{-3}$ и $2,8 \cdot 10^{-3}\%$). Естественно предположить, что часть меди была вынесена из красноцветных отложений Джеккаганской впадины и израсходована на образование месторождений этого района. В Тенизской впадине мигрировала лишь небольшая часть меди, которая сконцентрировалась в мелких рудопоявлениях. На отсутствие большого количества миграционной меди в красноцветных отложениях Тенизской впадины указывают новообразования сульфидов меди, обнаруженные в тяжелой фракции песчаников. В угленосных комплексах Карагандинского бассейна медь оставалась неподвижной и поэтому фоновое содержание здесь максимальное.

Проведенные исследования по формам фоновой меди согласуются с представлением о возможности ее заимствования из красноцветных отложений, полученным из других источников (при изучении медистых песчаников и сланцев [8]). Следовательно, пониженный фон меди по отношению к предполагаемому на основании палеогеографических данных позволяет оценить рудогенерирующий потенциал тех или иных красноцветных формаций.

Условия миграции меди. В погребенных отложениях доступ кислорода затруднен. При наличии в породах закисного железа он целиком расходуется на его окисление, поэтому медь будет сохранять исходную одновалентную форму, присущую эндогенным минералам. Косвенным подтверждением устойчивости одновалентной меди при эпигенетическом покраснении осадков может служить встречающаяся в природе ассоциация куприта (соединение одновалентной меди) с гетитом, а также данные физической химии. На диаграмме Eh—pH (рис. 3) положение области развития закиси меди соответствует средним значениям Eh, характерным для природных сред с низким содержанием кислорода.

Механизм эпигенетического покраснения осадков в бассейне седиментации хорошо обоснован для третичных отложений. Возможность объяснить им покраснение осадков в более древних бассейнах оспаривается некоторыми исследователями (А. И. Анатольева, 1972). Если принять, что пигментирующее вещество поступало из области сноса, то избыток кислорода должен был привести к образованию соединений двух-

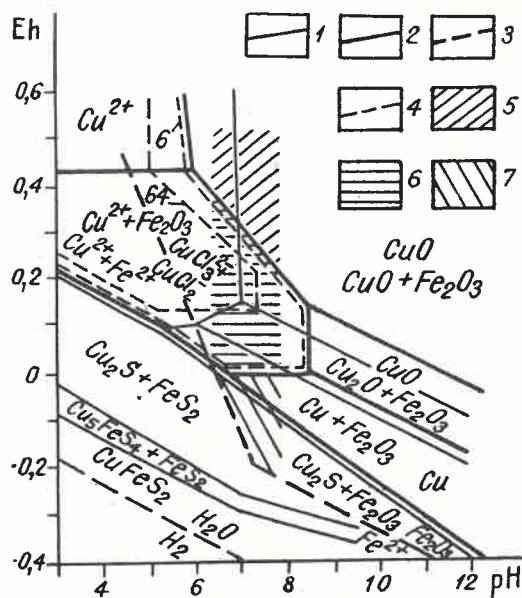


Рис. 3. Схематизированная диаграмма полей устойчивости соединений меди и железа в координатах Eh—pH:

1 — система Cu—O—H—Fe—S при T 25°C, P 1 атм общего давления, ΣS 10^{-4} моль (Р.М. Гаррелс, Ч.А. Крайст, 1968); 2 — система Cu—O—H—S—Cl при T 25°C, ΣS 10^{-4} моль, Cl 0,5 моль в виде NaCl [17]; 3 — граница между окисным и закисным железом; 4 — изолинии содержания меди (мг/л) в растворе NaCl; геохимические обстановки в красноцветах: 5 — в осадках, 6 — в породах, являющихся источником меди, 7 — в бесплодных породах

валентной меди, характерных для зоны окисления сульфидных месторождений, — тенорита, карбонатов и силикатов. Однако после погружения осадков на глубину и израсходования кислорода на окислительные реакции Eh поровых вод понижается, двухвалентная медь становится неустойчивой и восстанавливается до одновалентной (см. рис. 3). Вопреки сказанному, во многих красноцветных отложениях небольшое количество карбонатов меди все же установлено (до 8 % от общего ее содержания в породе) [1, 4]. Возможно, что процесс восстановления меди протекал не до конца и какое-то количество реликтовых минералов сохранилось.

В аридных областях в седиментационных водах обычно присутствуют хлор-ионы, с которыми катионы одновалентной меди образуют устойчивые в растворе комплексы. Химико-термодинамические расчеты А. Роса [17] показали, что при средних значениях Eh (2,5—1 В) в нейтральных растворах, содержащих 0,5 моль хлор-иона, может находиться 100 мг/г меди. По данным С. Р. Крайнова и др. [6], в поровых рассолах седиментационных бассейнов содержание

* В данном случае имеют значение не абсолютные цифры, которые отличаются из-за методов отбора материала и химического анализа, а определенная направленность в изменении содержаний меди.

меди в несколько раз больше ($n \cdot 100$ мг/г Cu).

Если подземные воды обладают резко выраженными окислительными свойствами, то их физико-химические параметры находятся вне поля устойчивости одновалентной меди. Следовательно, даже высокая концентрация хлор-иона не повысит содержание меди в растворе [7].

Представление о способности хлоридных вод только в определенных условиях растворять значительное количество меди подтверждается и некоторыми наблюдениями над природными растворами. Так, в поровых водах древнекаспийских отложений (на глубине 39—738 м), в которых основная масса кислорода уже израсходована на окисление органики, содержится 10—50 мг/л меди [12], тогда как в воде современных илов Каспия — лишь тысячные доли миллиграмма на 1 л. Высокое содержание меди (до 97 мг/л) установлено К. Е. Питьевой в хлоридных водах уфимского водоносного комплекса на юго-восточном склоне Русской платформы. А. В. Щербаков (1968) также отмечает увеличение содержания меди до 11 мг/л в подземных водах, обстановка которых может быть отнесена к переходной от окислительной к восстановительной (Еh 0,1—0 В).

Поведение сопутствующих элементов. Формы, в которых присутствует медь в красноцветных отложениях, характерны и для других халькофильных элементов. В их число входят Ag, Pb, Zn, Co, Ni, As и др. Основное их количество, как и меди, распределяется между оксидами железа и глинами. По данным А. Роса [17], Ag, Pb, Zn и Co растворимы в тех же условиях, что и медь. На месторождениях типа медистых песчаников и сланцев из перечисленных элементов постоянным спутником меди является серебро. Часто отмечаются свинец и цинк. В отдельных меденосных провинциях существенную роль играет кобальт, где он представляет не меньшую ценность, чем медь. Эпизодически в рудах встречаются мышьяк и никель.

Несмотря на наличие в оксидах железа красноцветных отложений халькофильных элементов, в рудных растворах они часто отсутствуют. Об этом свидетельствует обнаружение на флангах рудных тел сульфидов железа, не замещенных сульфидами Pb, Zn и Co. Поскольку эти элементы обладают большим сродством с сульфидной серой, чем железо, присутствие их в растворе неизбежно привело бы к замещению пирита. А. Рос [17] экспериментально установил, что из хлоридных растворов с pH 7—7,5 оксиды железа адсорбируют Pb, Zn и Co и не адсорбируют Cu и Ag. Следовательно, нали-

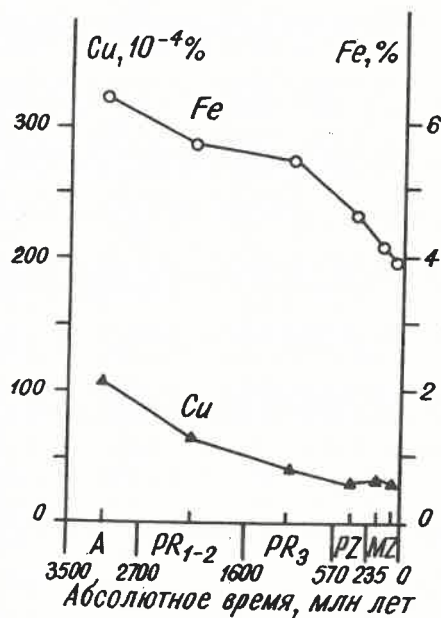


Рис. 4. Изменение среднего состава Fe и Cu в глинах по стратиграфической шкале [14]

чие того или иного металла в меденосном растворе является функцией его физико-химического состояния. В условиях, аналогичных эксперименту А. Роса, Pb, Zn и Co остаются неподвижными в красноцветных отложениях, тогда как медь перейдет в раствор. К сказанному следует добавить, что необходимо учитывать количественную сторону. Минимум того или иного элемента будет прочно удерживаться в гематите.

Изменение рудогенерирующего потенциала красноцветных формаций в геологической истории. Медистые песчаники и сланцы известны в осадочных породах от раннепротерозойских до третичных включительно. Их доля составляет 32,5 % мировых запасов меди, при этом 21 % приходится на докембрийские образования, 9,7 % — на палеозойские и 1,6 % — на мезозойско-кайнозойские [10]. Столь существенное уменьшение запасов меди во времени не сопровождается сколько-нибудь заметным уменьшением объема красноцветных формаций на Земле. Они встречаются почти во всех системах, но наиболее распространены в позднем протерозое, девоне, перми, триасе и неогене. Отсюда очевидно, что уменьшение запасов меди во времени может быть связано только с падением рудогенерирующего потенциала красноцветных формаций.

Согласно А. Б. Ронову [13], в осадочной оболочке Земли происходило последовательное снижение содержания железа, вызванное сокращением площади выходов на

поверхность основных эффузивов. Одновременно с железом уменьшается и фоновое содержание меди (рис. 4). Так как на интенсивность формирования в осадочных отложениях рудных растворов влиял фон меди, то его уменьшение во времени должно было понизить рудогенерирующий потенциал красноцветных формаций.

Кроме фоновых содержаний меди, не менее существенное значение имело изменение геохимической среды образования красноцветных формаций. С позиций физической химии красноцветные отложения представляют собой область устойчивости кислородных соединений трехвалентного железа. В пределах этой области находятся все известные в природе формы меди — окисная, закисная, металлическая и некоторые сульфидные (см. рис. 3). Поля их устойчивости в перечисленной последовательности сменяют друг друга при падении окислительно-восстановительного потенциала. Исходя из приведенных выше данных о подвижности хлоридных комплексов закиси меди, источником меди могут быть только красноцветные формации, в которых устойчива одновалентная медь. Во всех других типах красноцветных формаций образуются неподвижные соединения меди, наличие которых установлено в виде аутигенных акцессорных минералов — сульфидов, самородной меди.

В истории Земли последовательно нарастал объем биомассы и остаточного органического вещества, захороненного в осадочных отложениях. Последнее обстоятельство усиливало интенсивность восстановительных процессов при катагенезе [14]. С учетом этого можно предположить, что молодые красноцветные отложения отличаются от древних средой формирования, характеризующейся более низким окислительно-восстановительным потенциалом. Медь в этом случае оказывается неподвижной. И, действительно, количество непродуктивных красноцветных формаций со временем возрастало. К их числу относятся девонские отложения северо-запада Русской платформы, перми и триаса Средней Печоры, неогена Каракумов и др. [11].

На месторождениях типа медистых песчаников и сланцев медь осаждалась на сероводородных геохимических барьерах. Их образование связано с органическим веществом и деятельностью сульфатредуцирующих бактерий. В морских осадках известны протяженные и устойчивые геохимические барьеры, на которых происходила концентрация значительных масс меди. Появление в девоне растительности на континенте и фрагментарный характер ее захоронения в песчаниках привели к возникновению многочисленных мелких геохимических барье-

ров [11]. Они способствовали распылению меди, что также явилось одной из причин снижения запасов меди на месторождениях типа медистых песчаников.

Следует иметь в виду, что, наряду с общей тенденцией уменьшения продуктивности красноцветных формаций на медь, связанной с появлением наземной растительности, существенное значение имеют конкретные условия накопления осадков. Средневерхнекаменноугольные красноцветные отложения Джезказганской впадины содержат обильные остатки наземной растительности в виде слепков охристых красных глин. Вокруг них отсутствуют какие-либо признаки осветления. Растительная ткань полностью окислилась, не создав восстановительной обстановки. Следовательно, в этих отложениях не было локальных участков осаждения меди и все ее подвижные формы мигрировали, образовав крупное месторождение. В пермских красноцветах Западного Предуралья и Донбасса сохранилось большое количество рассеянных остатков обуглившейся древесины, вокруг которых развиты зеленые каймы, указывающие на восстановление железа. В этих участках накапливались сульфиды меди, которые, таким образом, оказались распыленными во множестве мелких рудных точек.

Вопрос о механизме образования рудных растворов в красноцветных формациях далек от окончательного решения. Есть основания предполагать, что источником меди в этих отложениях служил ферригидрит, в котором сосредоточено до половины всей фоновой меди. Ее извлечение в раствор могло происходить в результате обменной сорбции и потери сорбционной емкости при переходе ферригидрита в гематит. Количество сорбированной меди в оксидах железа при этом уменьшалось почти на порядок.

Рудогенерирующий потенциал красноцветных отложений, по-видимому, зависел от изначального фонового содержания меди и геохимической обстановки их формирования. Наиболее благоприятны красноцветы, образующиеся за счет разрушения основных изверженных пород. При этом требуется геохимическая обстановка, в которой устойчивы катионы одновалентной меди, образующие с хлор-ионом хорошо растворимые комплексные соединения.

Продуктивность красноцветных формаций как источника меди в течение геологического времени уменьшалась. Это могло быть обусловлено: сокращением площади основных изверженных пород, выходящих на поверхность Земли; увеличением количества остаточного органического вещества в осадках, которое, с одной стороны, приводило к рассеянию меди по бесчисленному

множеству мелких геохимических барьеров, с другой — к изменению физико-химических параметров рудогенерирующей системы, окислительно-восстановительный потенциал которой часто мог быть ниже пределов устойчивости хлоридных комплексов закиси меди.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Борисенко Е. Н., Никитина И. Б. Миграция и концентрация меди при гелевом катагенезе в породах красноцветных формаций // Очерки геохимии отдельных элементов. М., 1973. С. 205—224.
2. Габлина И. Ф. Условия меденакпления в красноцветных континентальных формациях. — М.: Наука, 1983.
3. Германов А. И. Гидродинамические и гидрогеохимические условия образования некоторых гидротермальных месторождений // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. С. 79—98.
4. Грачевская Е. М. Формы фоновой меди в красноцветных отложениях и их сероцветных аналогах // Докл. АН СССР. 1991. Т. 317. № 5. С. 1223—1225.
5. Густафсон Л. Б., Ульямс Н. Стратиформные месторождения меди, свинца и цинка в осадочных породах // Генезис рудных месторождений. М., 1984. С. 156—244.
6. Геохимические особенности эволюции поровых вод седиментационных бассейнов (в связи с их участием в стратиформном рудообразовании) / С. Р. Крайнов, Л. И. Матвеева, Б. Н. Рыженко и др. // Геохимия. 1984. № 8. С. 1155—1170.
7. Лурье А. М. Условия миграции меди в красноцветных формациях // Геохимия. 1978. № 6. С. 926—932.
8. Лурье А. М. Генезис медистых песчаников и сланцев. — М.: Наука, 1988.
9. Ляхович В. В., Ляхович Т. Т. Геохимические особенности биотита // Геохимия. 1987. № 3. С. 339—349.
10. Первага В. А. Условия формирования и геолого-экономическая оценка промышленных типов месторождений цветных металлов. — М.: Недра, 1975.
11. Перельман А. И. Геохимия эпигенетических процессов. — М.: Недра, 1968.
12. Пушкина З. В. Поровые воды глинистых пород и их изменение по разрезу // Постседиментационные изменения четвертичных и плиоценовых глинистых отложений Бакинского архипелага. М., 1965. С. 160—203.
13. Ронов А. Б. Строение и геохимическая история осадочной оболочки Земли // 26 МГК. Геохимия, минералогия. М.: Наука, 1980.
14. Ронов А. Б. Химический состав осадочных пород важнейших структурных зон континентов и пути его эволюции // Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд. М., 1983. С. 7—8.
15. Шутлов В. Д. Граувакки Карагандинской угленосной формации // Граувакки. М., 1972.
16. Чухров Ф. В. Проблема образования железистого пигмента красноцветных пород // Гипергенные окислы железа в геологических процессах. М., 1975. С. 126—134.
17. Rose A. W. Mobility of copper and other heavy metals in sedimentary environments // Sediment — hosted stratiform Copper Deposits. Geol. Assoc. of Canada. Special Paper 36. 1989. P. 97—110.
18. Walker T. R. Formation of red bed in modern and ancient deserts // Bull. Geol. Soc. Amer. 1967. Vol. 78. № 3. P. 353—368.
19. Walker T. R. Application of diagenetic alteration in red bed to the origin of copper in stratiform copper deposits // Geol. Assoc. of Canada. Special Paper 36. 1989. P. 85—96.
20. Wedepohl K. H. Hand book of Geochemistry. 1972. Vol. 2/3, chepter 29: Springer-Verlag, New York. P. D-1-D-16.
21. Zielinski R. A., Bloch S., Walker T. R. The mobility and distribution of heavy metals during the formatin of ferst cycle red bed // Econ. Geol. 1983. Vol. 78. № 8. P. 1574—1589.

Принята редколлегией 27 декабря 1993 г.

Амфиболовые асбесты в сиенитовых массивах

Ю. В. МАЛЫШЕНОК (Институт геохимии СО РАН)

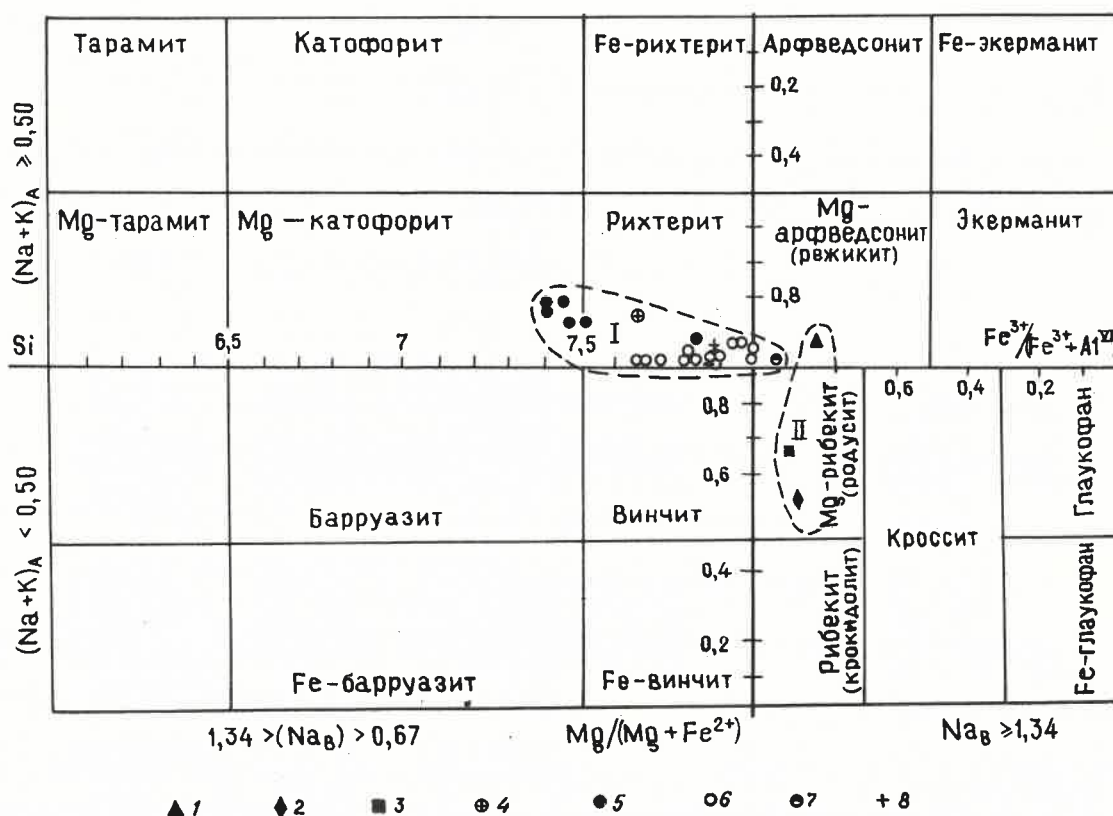
Амфиболовые асбесты известны в разнообразных геологических обстановках. В сиенитовых массивах они достаточно широко распространены, но промышленное значение проявлений этого типа до сих пор не установлено.

Существуют определенные трудности при диагностике амфиболов и особенно их волокнистых разновидностей. Обычно это сложные, многокомпонентные минералы с практически неограниченным изоморфизмом базовых элементов. Для качественного разделения любого вида щелочных и щелочно-кальциевых амфиболов, преимущественно развитых в сиенитовых массивах, и выявления их геохимических особенностей предлагается единая схема диагностики. Она основана на данных химических анализов, пересчитанных по стандартной методике на структурную формулу $A_{0.1}B_2C_5T_8O_{22}(OH,F,CL)_2$. Результаты пересчетов по соответствующим параметрам

наносятся на модифицированную диаграмму согласно номенклатуре амфиболов, разработанной В. Ликом [18] (рисунок).

Данный подход позволяет проводить сравнительный анализ щелочесодержащих амфиболов, формирующихся в разных геологических обстановках.

Геологические особенности проявлений асбестов в сиенитовых массивах. Одна из ранних находок крокидолита в щелочном массиве отмечена на юго-западе Гренландии [17]. Здесь амфибол-асбест слагает жилы и гнездовые обособления в авгитовых сиенитах. Последние образуются в контактах нефелиновых сиенитов с вмещающими карбонатными породами. К этой зоне приурочены и многочисленные пегматитовые жилы. Длина волокон асбеста 8 см. Часто развивается по эгирину и амфиболу, химический состав которого соответствует ряду катофорит — арфведсонит.



Типы амфиболовых асбестов в сиенитовых массивах:

1 — Колорадо [19]; 2 — Ильменские горы [6]; 3 — Хамар-Дабанский массив [15]; 4 — Есильский массив [14]; 5 — Центральный Алдан [5, 9]; Мурунский массив; 6 — калиевый рихтерит-асбест, 7 — калиевый магнезиоарфведсонит-асбест [8]; 8 — Кумахулахский массив; поля амфиболовых асбестов: I — интрузии калиевых щелочных основных серий, II — интрузии калиево-натриевых щелочных средних пород

1. Химический состав амфиболовых асбестов из щелочных массивов

Компоненты	Номера анализов									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	Место отбора образца									
	Колорадо, округ Боулдер (США) [19]	Ильменские горы, Урал [6]	Хамар-Дабанский массив, Восточная Сибирь [15]	Есильский массив, Восточный Казахстан [14]	Голец Мрачный, Центральный Алдан [5, 9]					
SiO ₂	56,48	52,96	53,73	54,20	51,76	52,0	53,0	53,0	53,58	55,64
TiO ₂	0,30	0,45	—	—	0,14	0,14	0,14	0,14	0,13	0,12
Al ₂ O ₃	1,22	3,34	1,61	8,40	0,71	1,89	2,45	2,30	1,22	0,79
Fe ₂ O ₃	8,38	17,03	16,58	4,0	2,90	3,33	3,86	3,58	3,17	2,85
FeO	2,67	9,26	5,82	3,20	5,20	6,27	5,10	7,0	8,0	2,39
MnO	—	0,44	0,35	0,12	0,84	1,10	0,76	0,83	0,95	1,08
MgO	17,40	7,70	10,39	10,50	19,28	19,0	18,90	18,85	19,80	20,52
CaO	2,70	1,12	0,94	7,50	8,72	7,45	6,80	6,35	6,15	6,91
SrO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Na ₂ O	8,09	4,96	6,80	4,20	4,29	4,21	4,26	3,84	4,20	5,49
K ₂ O	1,82	1,02	0,38	4,10	1,38	1,27	1,06	1,05	1,52	1,93
H ₂ O ⁺	0,87	2,15	2,18	2,40	—	—	—	—	—	0,09
H ₂ O ⁻ (п.п.п.)	—	0,48	1,59	0,30	3,54	3,33	3,68	3,68	1,42	2,79
F ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,09
-F ₂ = O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,04
Σ с поправкой на F	99,93	100,91	100,37	99,40	99,76	99,99	100,02	100,62	100,14	100,65

* Анализы выполнены в Институте геохимии СО РАН М. И. Арсенюк и Л. П. Фроловой.

Щелочной асбест обнаружен в штокоподобной интрузии округа Боулдер (штат Колорадо, США) [19]. Интрузию слагают следующие породы (от ранних к молодым): сленогаббро, монцониты, сиениты, нордмаркиты и щелочные граниты. В этой последовательности отмечается характерная закономерность: поздние фазы более щелочные и кремнистые. На заключительной стадии формируются рудные гидротермальные жилы, располагающиеся вдоль зон трещиноватости в контакте щелочных пород и докембрийских вмещающих сланцев и гнейсов.

Щелочной асбест концентрируется в виде узких линейных скоплений параллельно контактам жил, а также в интерстициях зерен кварца и эгирина. Типичен парагенезис с кальцитом и флюоритом. По химическому составу [19] асбест относится к группе магнезиоарфведсонита (режикит) (табл. 1, 2, ан. 1; см. рисунок).

Широко развиты асбесты в щелочных породах Ильменских гор [6, 16]. Здесь преобладают нефелиновые сиениты, окруженные биотитовыми и эгириновыми разностями. Последние, по-видимому, являются реакци-

2. Результаты пересчета химических анализов (по данным табл. 1)

Катионы	Номера анализов											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
K	0,33	0,19	0,08	0,74	0,26	0,23	0,19	0,19	0,27	0,35	0,84	0,97
Na _A	0,65	—	0,02	0,29	0,56	0,29	0,21	—	0,50	0,95	0,18	—
Ca	0,41	0,17	0,08	1,14	1,34	1,13	1,03	0,95	0,92	1,45	1,0	0,77
Na _B	1,59	1,40	1,92	0,86	0,66	0,87	0,97	1,03	1,08	0,55	1,0	1,15
Mg	3,70	1,67	2,28	2,21	4,16	4,03	3,98	3,87	4,09	4,30	4,84	4,67
Mn	—	0,05	0,05	0,01	0,10	0,13	0,08	0,09	0,12	0,13	—	0,01
Fe ²⁺	0,31	1,12	0,72	0,38	0,63	0,75	0,60	0,82	0,92	0,28	0,05	0,04
Fe ³⁺ _{VI}	0,90	1,86	1,78	0,43	0,04	0,08	0,32	0,21	—	0,26	0,11	0,09
Al _{VI}	0,20	0,27	0,17	1,17	—	—	—	—	—	0,07	0,01	0,16
Ti _{VI}	0,03	0,05	—	—	0,01	0,01	0,01	0,01	—	0,01	0,02	0,03
Si	8,07	7,70	7,89	7,67	7,48	7,41	7,51	7,41	7,44	7,83	8,0	7,90
Al _{IV}	—	0,30	0,11	0,33	0,29	0,32	0,40	0,38	0,20	0,13	—	0,10
Fe ³⁺ _{IV}	—	—	—	—	0,23	0,27	0,09	0,21	0,33	0,04	—	—
Ti _{IV}	—	—	—	—	—	—	—	—	0,01	—	—	—
Mg/(Mg + Fe ²⁺)	0,92	0,60	0,76	0,85	0,87	0,84	0,87	0,83	0,82	0,94	0,99	0,99
Fe ³⁺ /(Fe ³⁺ + Al _{VI})	0,82	0,87	0,90	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Номера анализов															
11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25*	26*
Место отбора образца															
Мурунский массив, северо-запад Алданского щита [8]														Кумахулакский массив, западная окраина Алданского щита	
57,10	56,93	56,46	57,31	57,31	58,18	57,12	58,45	56,70	56,20	56,95	57,88	56,60	57,85	55,64	55,60
0,21	0,25	0,09	0,07	0,20	0,26	0,14	0,22	0,26	0,10	0,06	0,26	0,16	0,11	0,12	0,07
0,06	1,55	0,40	0,55	0,30	0,40	0,07	0,60	0,29	1,20	0,35	0,14	0,13	0,17	1,0	0,62
1,0	0,90	1,14	2,83	0,48	1,83	2,58	2,56	1,71	0,24	1,57	0,21	1,09	4,46	0,27	—
0,43	0,30	0,68	1,98	0,40	1,47	2,17	2,16	1,01	Не обн.	0,14	Не обн.	0,47	Не обн.	0,93	0,79
0,04	0,09	0,26	0,32	0,08	0,17	0,34	0,30	0,11	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,09	0,24	0,13	0,13
23,0	22,59	23,94	21,17	25,30	23,54	21,54	20,46	23,33	25,02	25,22	25,44	23,40	21,30	22,60	23,32
6,67	5,18	5,70	4,57	6,23	5,46	4,90	4,41	5,60	7,91	6,02	6,66	6,74	1,10	7,10	7,11
0,04	0,03	0,09	0,09	0,05	0,10	0,12	0,12	0,05	Следы	0,02	0,02	0,07	0,25	—	—
4,37	4,25	4,59	5,18	3,97	4,59	4,32	4,32	4,85	2,52	3,44	5,26	4,54	6,83	5,55	5,66
4,75	5,45	4,63	4,52	5,09	4,55	5,30	5,23	3,71	4,20	3,37	2,70	3,94	5,82	1,69	1,74
1,28	0,55	0,15	0,02	0,58	0,01	0,82	0,86	1,23	2,33	1,86	0,33	0,85	1,35	3,34	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4,58
1,40	1,78	1,78	1,90	0,94	1,57	1,30	1,36	1,72	0,81	1,15	1,23	1,90	0,45	2,12	—
0,59	0,75	0,75	0,80	0,40	0,66	0,54	0,57	0,72	0,34	0,48	0,52	0,80	0,19	0,89	—
99,76	99,10	99,18	99,71	100,53	99,46	100,18	100,48	99,85	100,35	99,67	99,61	99,18	99,74	99,68	99,67

онными образованиями, возникшими в процессе магматической ассимиляции вмещающих гранитогнейсов нефелинсиенитовой магмой. На поздней гидротермальной стадии формируются секущие жилы альпийского типа мощностью до 10 см. Формирование асбеста с кварцем, карбонатом, цеолитами и другими минералами в трещинах происходило из остаточных растворов, обогащавшихся щелочами, а также Mg, Ca, Fe за счет выноса их из вмещающих пород. Асбест образует по стенкам трещин тонкие примазки или замещает игольчато-призматические выделения

рибекита. По химическому составу данный щелочной асбест соответствует родуситу (см. табл. 1, 2, ан. 2; см. рисунок).

Проявления щелочного асбеста в Хамар-Дабанском массиве приурочены к зонам тектонических нарушений и связаны с гидротермальными процессами в щелочных породах [15]. Массив сложен в основном сиенитами, которые рассеяны более поздними дайками диоритового состава. Асбестовая минерализация выполняет трещины мощностью до 10 см, длиной до 3 м. По химическому составу асбест отвечает родуситу (ан. 3).

Номера анализов													
13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	* 23	24	25	26
0,82	0,80	0,88	0,78	0,94	0,93	0,65	0,73	0,58	0,47	0,70	1,0	0,31	0,31
—	0,07	—	—	—	—	0,13	—	—	0,34	0,23	—	0,64	0,60
0,84	0,68	0,90	0,79	0,73	0,66	0,83	1,16	0,87	0,96	1,0	0,16	1,08	1,08
1,23	1,32	1,04	1,20	1,17	1,17	1,17	0,69	0,90	1,04	1,0	1,84	0,92	0,92
4,92	4,38	5,09	4,72	4,47	4,25	4,80	5,09	5,07	5,11	4,88	4,42	4,78	4,93
0,03	0,04	—	0,02	0,04	0,04	0,01	—	—	—	0,01	0,03	0,01	0,01
0,08	0,23	0,04	0,17	0,25	0,25	0,11	—	0,01	—	0,06	—	0,11	0,06
—	0,30	—	0,06	0,23	0,27	0,50	—	—	—	0,05	0,47	0,03	—
—	0,05	—	—	—	0,10	—	—	—	—	—	0,03	0,07	—
—	—	—	0,03	0,01	0,02	0,03	—	—	—	0,01	0,01	0,01	0,01
7,78	7,96	7,74	7,82	7,95	8,10	7,82	7,68	7,69	7,81	7,92	8,05	7,90	7,88
0,07	0,04	0,05	0,06	0,01	—	0,05	0,20	0,06	0,02	0,02	—	0,10	0,10
0,12	—	0,05	0,12	0,04	—	0,13	0,02	0,16	0,02	0,06	—	—	0,02
0,01	—	0,02	—	—	—	—	0,01	0,01	0,03	—	—	—	—
0,98	0,95	0,99	0,96	0,95	0,94	0,98	1,0	0,99	1,0	0,99	1,0	0,97	0,98
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,94	—	—

В Восточном Казахстане асбест обнаружен в Есильском щелочном массиве [4, 14], где он образует маломощные (до 2 см) прожилки протяженностью до 2 м в щелочных перидотитах и гнездовые скопления размером 2×3 см в сиенитах. Длина волокон 2 см. По составу асбест следует относить к группе рихтерита (ан. 4).

Среди магматических пород Есильского массива широко распространены псевдолейцитовые порфиристы, фергуситы, лейцитовые базальты, тефриты. В породообразующих нефелинах отмечается высокое содержание (28,2 %) примеси кальситовой молекулы, при этом калиевоствет нефелина закономерно повышается от ранних фаз к поздним. Калиевый полевой шпат является широко развитым породообразующим минералом. Калиевая специфика щелочного магматизма Есильского массива отразилась и на химизме асбестов, которые следует относить к калиевой разновидности. Так, в рихтерит-асбесте содержание калия в позиции А достигает 0,74.

На Южном Алтае известно Азутауское месторождение щелочного амфибол-асбеста, приуроченное к Саркраминскому массиву граносиенитов позднекарбонического возраста. Вмещающими породами служат верхнедевонские габбродиабазы. Асбестовое орудование контролируется зонами тектонических нарушений и метасоматических изменений. Отмечаются два типа минерализации — жильно-прожилковый и вкрапленный. По составу асбест соответствует родуситу [3].

В Центрально-Алданском районе амфибол-асбестовая минерализация обнаружена в 1957 г. [2]. Вначале асбест был определен как родусит-тремолитовый [9], Na-тремолит-асбест [1], позднее назван рихтерит-асбестом [2]. В результате дальнейших детальных исследований установлено, что асбест является крайним членом в изоморфном ряду Na-тремолит-рихтерит и по составу и свойствам отвечает рихтериту [5]. Тем не менее, данные пересчетов химических анализов рассматриваемых асбестов свидетельствуют о том, что по составу они варьируют от Mg-катофорита до рихтерита (ан. 5—9).

Асбестовая минерализация Центрального Алдана приурочена в основном к зонам повышенной трещиноватости в контактах многофазных щелочных интрузий и магнетиальных карбонатных вмещающих пород. Это обусловлено гидротермальной деятельностью на заключительных этапах мезозойского щелочного магматизма. Асбест локализуется как в сиенитах, так и в аподолмитовых скарнах, образуя жильные выполнения и вкрапленность. Кроме того, отмечаются процессы асбестизации актинолита и роговой обманки в недифференцированных жилах. Таким образом, различие генетиче-

ских путей формирования асбестов и обуспечило вариации их химических составов.

На северо-западе Алданского щита в пределах Мурунского щелочного массива обнаружены новые масштабные проявления рихтерит-асбеста [10, 13]. Здесь рихтерит-асбестовая минерализация локализуется в метасоматически проработанных магнетиально-карбонатных породах в экзоконтактных зонах массива. Генетические особенности асбестовых проявлений позволяют выделить три типа. Первый тип формируется в результате воздействия на магнетиально-карбонатные осадочные породы флюидов, связанных с одной из заключительных фаз щелочного магматизма, где широко развиты стронций-бариевые карбонаты и щелочные гранитоиды. Второй тип образуется в экзоконтактах эруптивных брекчий субэффузивов с доломитами. Третий тип характерен для брекчий «трубок взрыва», где отмечаются ксенолиты доломитов. Характер проработки доломитов во всех указанных типах идентичен, различны лишь масштабы. Как правило, необходим привнос щелочей, кремнезема, воды и фтора, т. е. тех компонентов, которыми обычно богаты флюиды отдельных дериватов щелочной магмы. Магний и кальций поступают из вмещающих карбонатных пород. Особенности щелочного магматизма Мурунского массива являются высоким отношением K_2O/Na_2O и резко выраженная апаитность. Данная геохимическая специфика отразилась и на химизме асбестов. Так, в отличие от рихтерит-асбеста Центрального Алдана в Мурунском массиве преобладает его калий содержащая разновидность.

Минеральный состав пород с К-рихтерит-асбестом относительно прост: кальцит, доломит, К-рихтерит, тетраферрифлогопит, клиногумит, гейкилит, калишпат и-рудные акцессории (галенит, халькопирит). В аподолмитовых метасоматитах хорошо проявлена зональность. Наиболее распространен трехминеральный парагенезис — К-рихтерит, кальцит и тетраферрифлогопит. Это служит отличительным признаком щелочных магнетиальных скарнов [8].

К-рихтерит — один из основных породообразующих минералов скарнов, формирует различные структурные агрегаты — звездчатые, радиально-лучистые, спутанно-волокнистые, пучковатые, очень редко жилы. Содержание его в отдельных зонах метасоматической колонки варьирует от первых процентов до практически мономинеральных рихтеритов в тыловых частях. Цвет изменяется от белого, характерного для волокнистых, до серо-зеленого у игольчатых и призматических разновидностей. По классификации все они попадают в область рихтеритов и являются наиболее магнетиальными разновидностями (ан. 11—24).

В пределах Мурунского массива отмечают находки волокнистого амфибола ярко-голубого цвета. По химическому составу он соответствует магнезиоарфведсониту (ан. 26). Позиция А в структуре амфибола полностью занята калием, вследствие чего он выделяется под названием калиевый магнезиоарфведсонит-асбест [8]. Условия локализации этого типа асбеста несколько отличаются от таковых, характерных для рихтерита. Пржилки К-магнезиоарфведсонит-асбеста мощностью до 5 см чаще всего приурочены к контакту даек микропорфирового грорудита и черных мелкозернистых монтichelлитовых скарнов. Среди голубых амфиболов встречаются разновидности, содержащие до 30 % нового минерала — стронциевого рихтерита [12].

Масштабные проявления рихтерит-асбеста обнаружены в пределах Кумахулахского щелочного массива, расположенного на стыке западной окраины Алданского щита и Байкальской складчатой области (водораздел рек Джелинды и Кумахулаха). Массив залегает среди верхнепротерозойских карбонатно-терригенных отложений и сложен разнообразными щелочными породами от недосыщенных фельдшпатоидных типов до карбонатитов и щелочных гранитов. Широкий спектр магматических пород свидетельствует о глубокой дифференциации исходной магмы. Эти процессы сопровождались интенсивной метасоматической проработкой вмещающих пород, в результате чего образовалась специфическая группа приконтактных фенитов и других метасоматитов. Изменения карбонатно-магнезиальных осадочных пород приводят к формированию щелочных магнезиальных скарнов с рихтерит-асбестом. Зоны проработки простираются на 500 м. Апокарбонатные метасоматиты состоят из кальцита, светло-кремового тетраферрифлогопита и волокнистого амфибола. Асбест вкрапленного типа, образует радиально-лучистые агрегаты белого цвета, с волокнами длиной до 5 мм. Химический состав соответствует рихтериту (ан. 25—25). На диаграмме они попадают в одну область с рихтерит-асбестом Мурунского массива, но отличаются относительно низким содержанием калия (K_2O 1,75 %).

Приведенные данные свидетельствуют об отчетливо выраженной и вполне закономерной генетической взаимосвязи между отдельными фазами щелочного магматизма и асбестообразования. Асбестовое оруденение тяготеет обычно к заключительным стадиям становления многофазных комплексов и обусловлено следующими механизмами формирования: метасоматическим преобразованием вмещающих магнезиально-карбонатных пород; циркуляцией остывающих

щелочных гидротерм по ослабленным трещинной тектоникой зонам; ощелачиванием и гидратацией породообразующих призматических амфиболов и пироксенов.

Предпосылки возникновения волокнистых амфиболов в щелочных интрузиях. Амфиболы являются одними из основных породообразующих минералов щелочных магнезиальных скарнов и гидротермальных жил в сиенитовых массивах. Но здесь возможно развитие как игольчато-призматических, так и волокнистых модификаций. Несомненно, это связано, прежде всего, с условиями кристаллизации. Большую роль играет первичная пористость вмещающих доломитов, благоприятная для возникновения радиально-лучистых звездчатых и пучковых агрегатов в результате роста волокон в различных направлениях.

Экспериментальные исследования показывают, что асбестовая форма амфиболов менее устойчивая, чем призматическая, и область их зарождения находится в нижней половине полей устойчивости минерального вида [7]. Спутанно-волокнистые и радиально-лучистые агрегаты формируются в случаях, когда все асбестообразующие компоненты находятся в растворенном состоянии (гидротермальные жилы) или когда часть из них находится в растворенном, а часть в твердом состоянии, но у последнего, хотя и представляющего собой монолит, скорость последующего растворения больше скорости реакции роста волокон. В целом механизм образования волокна сложный и сводится к массовому зародышеобразованию по всему объему и росту в различных направлениях. Исходная минералообразующая система должна быть сильно пересыщена требуемыми компонентами и находиться в неустойчивом равновесии до соприкосновения с благоприятной геохимической средой, в частности с магнезиальными карбонатными породами. Также экспериментально доказано, что повышение температуры отрицательно сказывается на волокнистости, а увеличение давления положительно.

В природных объектах эта закономерность подтверждается. Асбест тяготеет к периферийным зонам. В интенсивно проработанных тыловых зонах развиваются грубоигольчатые и призматические разновидности в ассоциации с калишпатом. В частности, рихтерит-асбест формируется при температурах 450—550°C [8].

Минерогенез щелочесодержащих амфиболовых асбестов. Среди амфиболовых асбестов, обнаруженных в сиенитовых массивах, определенно выделяются две группы (см. рисунок) — катофорит-рихтеритовая (I) и рибекитовая (II). Одна из основных причин данного различия обусловлена пет-

рохимическими особенностями щелочного магматизма конкретного региона. Согласно классификации [11], интрузии, в которых выявлены асбесты группы I, относятся к магматической серии калиевых щелочных основных пород, а интрузии, содержащие асбесты группы II, — к серии калиево-натриевых щелочных средних пород. Эти серии отличаются, прежде всего, геолого-тектоническими и физико-химическими условиями зарождения и эволюции исходных магматических расплавов. В результате формируются комагматичные ассоциации пород, обладающих определенным минеральным составом, петро-и геохимической спецификой, что и обусловило в конечном итоге особенности минерализации асбестов. Калиевые серии щелочных основных пород распространены довольно ограниченно и приурочены преимущественно к зонам тектонической активизации древних стабильных структур континентов. Формируют главным образом близповерхностные вулканоплутонические комплексы, характеризующиеся тесной сопряженностью пород разных фаций глубинности. К данной серии относятся массивы Алданского региона и Северо-Казахстанской провинции (Есильский массив), где пока только и обнаружены амфиболовые асбесты группы I. Среди щелочных пород здесь преобладают шонкиниты, фергуситы, псевдолейцитовые, нефелиновые и щелочнополевые сиениты, а также их вулканогенные аналоги. На заключительных стадиях в ряде случаев формируются щелочные граниты и карбонатиты.

При становлении массивы оказывают активное воздействие на вмещающие толщи. Силикатные породы фенитизируются, а карбонатные преобразуются в различные скарны и кальцифиры. Именно с этим процессом связывается появление наиболее масштабных залежей асбестовых руд. Постмагматические преобразования также выражены в калишпатизации, альбитизации, мусковитизации и развитии гидротермальных жил.

Геохимические особенности данной серии определяются повышенным содержанием калия, титана, фосфора. Характерны наличие элементов-примесей — Sr, Ba, Rb, Cu, Mn, V, U, Th, высокая активность кислорода и таких минерализаторов, как F и CO₂.

Серии калиево-натриевых щелочных средних пород развиты более широко, но проявления асбестов отмечаются преимущественно в массивах, приуроченных к консолидированным складчатым областям с зонами активизации (Уральская щелочная провинция, Южный Алтай, Восточные Саяны).

Серия сиенитовых пород не отличается существенной вариацией химического со-

става и, как следствие, разнообразием (граносиениты, нордмаркиты, сиениты, нефелиновые сиениты, миаскиты). В процессе становления эволюция химизма имеет устойчивую направленность — от ранних к поздним дифференциатам наблюдается увеличение щелочности. При этом характерны активное взаимодействие с вмещающей гранитно-метаморфической средой и проявление многостадийного высокотемпературного постмагматического метасоматоза (эгирин-нефелин-альбитовые, микроклин-альбитовые и существенно альбитовые метасоматиты). В трещинных зонах проявлены гидротермальные процессы. Из остаточных растворов, обогащенных щелочами, а также кремнеземом за счет вмещающих пород, возникают жилы альпийского типа. В них и происходит формирование щелочных амфиболов призматического и волокнистого габитуса. Но масштабы асбестообразования здесь ограничены как локальностью самого процесса, так и неустойчивыми РТ-условиями при формировании маломощных гидротермальных жил. Этим, по-видимому, объясняется, отсутствие сколько-нибудь представительных месторождений асбестовых руд, генетически связанных с щелочным магматизмом данной серии.

Необходимо подчеркнуть, что появление асбестов арфведсонитового ряда возможно в интрузиях, относящихся к обоим рассматриваемым сериям щелочных пород. Обусловлено это единой направленностью изменения химизма серий в сторону увеличения щелочности пород от ранних дифференциатов к поздним. Поэтому при эволюции серии калиевых щелочных основных пород образуется ряд Mg-катофорит-рихтерит — Mg-арфведсонит. При становлении серии калиево-натриевых щелочных средних пород формируется ряд рибекит — арфведсонит. Однако состав конечных членов будет контрастно различаться, что прежде всего, связано с характером щелочности.

В первом случае формируются магнезиальные разности с калиевой спецификой, например, с повышенным содержанием стронция [8, 12]. Вполне вероятно недонасыщенность кремнеземом, который компенсируется глиноземом или железом. Во втором случае образуются насыщенные щелочные амфиболы арфведсонитового ряда от магнезиальных до железистых членов. Таким образом, наибольшие перспективы в отношении поисков проявлений асбестового оруденения следует связывать с регионами развития основного щелочного магматизма калиевых серий. Особое внимание необходимо уделять участкам локализации поздних фаз щелочного магматизма. Именно эти дериваты более флюидизированы, более ще-

лочные и кремнистые. Как отмечалось, данные условия максимально благоприятны для асбестообразования. На ранних стадиях, когда обычно происходит становление главных интрузивных фаз в экзоконтактных зонах, асбестообразование довольно ограничено. Здесь преимущественно формируются магнезиальные скарны и кальцифиры с призматическими амфиболами. Немаловажную роль в этом случае играет температурный фактор.

Масштабы асбестообразования зависят не только от интенсивности метасоматических процессов, но и от литологического контроля. В гетерогенной осадочной толще, где наряду с карбонатными присутствуют кремнистые породы, характер проработки усиливается за счет биметасоматических реакций в контактах химически контрастных сред.

В заключение можно отметить следующее.

1. Появление амфиболовых асбестов в областях развития щелочного магматизма при определенных условиях — процесс закономерный. Его своеобразие обусловлено тектоно-магматической и петрохимической спецификой.

2. В интрузиях, где преобладают породы калиевых щелочных основных серий (щелочно-габброидная формация), преимущественно развиты кальциево-щелочные асбесты рихтеритовой группы.

3. В интрузиях, относящихся к серии калиево-натриевых щелочных средних пород (щелочно-гранитоидная формация), формируются в основном щелочные асбесты рибекит-арфведсонитового ряда.

4. В геохимическом отношении характер процесса асбестообразования во всех случаях имеет много общих черт. Необходим привнос во вмещающую среду щелочей, кремнезема, воды и фтора, т. е. тех компонентов, которыми насыщены флюиды отдельных дериватов щелочной магмы.

5. Масштабные проявления асбестового оруденения следует прогнозировать в связи с заключительными щелочно-кремневыми фазами становления сиенитовых массивов, когда наиболее активно проявлены процессы метасоматической проработки вмещающих пород и образуются гидротермальные жилы.

6. Для поисков наиболее перспективных регионов развития сиенитовых многофазных интрузий калиевых серий в контактах с магнезиально-карбонатными осадочными породами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреев Ю. К. Генетические типы месторождений щелочных амфибол-асбестов и основные принципы их прогноза и поисков // *Закономерности размещения полезных ископаемых*. М., 1962. Т. 4. С. 256—291.
2. Андреев Ю. К. Сырьевая база амфиболовых асбестов и возможность их использования в качестве наполнителей // *Тр. ИГЕМ*. 1963. Вып. 95. С. 61—70.
3. Бейсеев О. Б. Проявление щелочно-амфибол-асбестовой и вермикулитовой минерализации на Южном Алтае // *Химическое и горно-химическое сырье Казахстана*. Алма-Ата, 1968. С. 81—88.
4. Бейсеев О. Б., Орманова С. Л. Петрогенетические особенности и амфибол-асбестоносность некоторых щелочных гранитоидных интрузий Восточной Сибири и Восточного Казахстана // *Проблемы петрогенеза и рудообразования, корреляции эндогенных процессов*: Тез. докл. Иркутск, 1979. С. 49—50.
5. Иванов И. П., Сидоренко Г. А. О рихтерит-асбесте // *Зап. Всесоюз. минерал. об-ва*. 1965. Ч. 94. Вып. 5. С. 497—506.
6. Исаков М. Г. Крокидолит и рибекит в жилах альпийского типа, связанных с щелочными породами // *Минералы изверженных горных пород и руд Урала*. Свердловск, 1967. С. 61—65.
7. Калинин Д. В., Денискина Н. Д., Лохова Г. Г. Амфиболовые асбесты, их синтез и генезис в природе. — Новосибирск: Наука, 1975.
8. Калиевые амфибол-асбесты в аподоломитовых метасоматитах Мурунского массива / Ю. В. Малышенок, Е. И. Воробьев, А. А. Конев и др. // *Геология и геофизика*. 1988. № 2. С. 67—74.
9. Корчагин А. М. Новая разновидность щелочного амфибол-асбеста в Алданском районе // *Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР*. Якутск, 1961. Вып. VI. С. 101—112.
10. Лазебник К. А., Лазебник Ю. Д. Первая находка К-рихтерит-асбеста // *Зап. Всесоюз. минерал. об-ва*. 1981. Ч. 110. Вып. 1. С. 91—95.
11. *Магматические горные породы* / Под ред. В. А. Кононовой. — М.: Наука, 1984. Т. 2.
12. Магнезиостронциевый калий-рихтерит — новая разновидность амфиболов / А. А. Конев, Л. Ф. Парадина, Е. И. Воробьев и др. // *Минералогический журнал*. 1988. Вып. 10. № 5. С. 76—82.
13. Малышенок Ю. В., Воробьев Е. И., Бейсеев О. Б. Геология и генезис рихтерит-асбеста в Мурунском массиве // *Сов. геология*. 1986. № 4. С. 38—46.
14. Нурлыбаев А. Н. Минералогия щелочных интрузий Казахстана. — Алма-Ата: Наука, 1976.
15. Соболев Н. Д., Соболева М. В. Новое проявление крокидолит-асбеста // *Минеральное сырье*. 1963. № 8. С. 107—109.
16. Соловьев Ю. С., Малахов А. А. Амфиболовые асбесты Урала // *Тр. Свердловского горного института им. В. В. Вахрушева*. Сер. геол. 1958. Т. 36. С. 64—71.
17. Gordon S. G. On arfvedsonite, riebeckite and crocidolite from Greenland // *Proceedings of the Academy of Natural Sciences of Philadelphia*. 1927. Vol. 79. P. 193—205.
18. Laeke B. E. Nomenclature of amphibole // *American Mineralogist*. 1978. Vol. 63. P. 1023—1052.
19. Wahlstrom E. E. Ore deposits at camp Albion, Boulder County, Colorado // *Economic Geology*. 1940. Vol. 35. № 4. P. 477—500.

Трансарктический сейсмопрофиль по линии дрейфа станции «Северный полюс-28»

А.Л.КОГАН, В.Г.КОЦ, Ю.Б.ГУСЕВА, Г.Г.ДИК, И.М.МИРЧИНК (Севморгеология)

В 1987—1989 гг. Полярный морской геологоразведочной экспедицией ГГП «Севморгеология» проведены сейсмические исследования МОВ с дрейфующей ледовой базы «СП-28», организованной Арктическим и Антарктическим НИИ.

Впервые в истории полярных геолого-геофизических исследований непрерывный региональный сейсмопрофиль протяженностью более 2500 км пересек по меридиональному направлению практически весь Северный Ледовитый океан от Восточно-Сибирского моря до Гренландского моря, пройдя вблизи Северного полюса.

Основные представления о глубинном геологическом строении глубоководной области Арктического бассейна сформировались в процессе многолетних исследований НИИГА — ПГО «Севморгеология» (Р.М.Деменицкая, А.М.Карасик, Ю.Г.Киселев, И.С.Грамберг, В.Э.Волк, Ю.Е.Погребичкий, Б.Х.Егизаров, Е.И.Устрицкий, Я.И.Полькин и др.). По результатам комплексной интерпретации геолого-геофизических данных разработаны основы тектонического районирования, выделены главные геоструктуры региона, сформулированы представления об истории его геологического развития [1, 2, 3, 7].

В процессе рассматриваемых исследований получены более подробные данные о структуре геоблоков, впервые на базе динамического анализа выполнено расчленение осадочного чехла и консолидированной коры на структурно-седиментационные петрофизические комплексы и детализированы представления об их строении и особенностях формирования.

Работы выполнялись по методике точечных зондирований МОВ с использованием центральной Г-образной расстановки сейсмоприемников, вмороженных в лед, при длине плеча расстановки 600 м и взрывном интервале 500 — 2000 м. Упругие колебания возбуждались взрывом гирлянды (3—5) электродетонаторов, а регистрировались сеймостанцией СМОВ-24 в режиме «открытого канала». Географические координаты определялись с помощью спутниковой навигационной системы «Транзит».

Применялась новая технология интерпре-

тации материала, основанная на цифровой обработке данных в сочетании с созданной во ВНИГРИ методикой интегрального динамического анализа сейсмозаписи [3, 5]. На временных разрезах МОВ уверенно выделяются региональный отражающий горизонт Аф, приуроченный к поверхности кристаллического фундамента, и ряд зонально развитых рефлекторов в осадочной толще и реже в фундаменте, характеризующих структурно-тектоническую обстановку. Фактографическая основа динамического анализа обеспечивается построением сейсmodинамического разреза в виде последовательности графиков $\ln A(t_0)$ вдоль профиля, количественно отображающих изменение логарифмов амплитуд сигналов по вертикали разреза в полном динамическом диапазоне. Это открывает возможности количественного сравнения амплитуд сигналов, массового определения коэффициентов эффективного поглощения энергии и выполнения сейсмостратиграфического (сейсмofациального) анализа по характерным особенностям картины сейсmodинамического разреза. В частности, отмеченные выше отражающие горизонты четко выделяются на сейсmodинамических разрезах, что позволяет однозначно сопоставить информацию, а также исследовать латеральную изменчивость амплитуд волн. По особенностям визуальной картины сейсmodинамических разрезов возможно расчленение чехла на сейсмостратиграфические или литофизические комплексы и прогнозирование стратиграфического объекта, литологии и коллекторских свойств пород. В качестве диагностических признаков при этом могут быть использованы характеристики слоистости разреза, дислоцированности и дифференцированности горизонтов, отображающие седиментационные и тектонические закономерности строения, а также параметры эффективного поглощения энергии, связанные с литогенетическим состоянием и пористостью пород.

При расчленении консолидированной коры (фундамента) на петрофизические комплексы используются установленный нами феномен послойной изменчивости разреза коры по характеристикам поглощения энергии, подтвержденный данными ГСЗ, ГСП,

магниторазведки, а также признаки выделения своеобразных дислоцированных, изменчивых по дифференцированности отражающих границ в объеме коры.

Таким образом, принятая методика интерпретации была ориентирована на изучение рельефа поверхности и внутренней структуры консолидированной коры, исследование структурно-тектонической характеристики и прогнозирование геологического разреза осадочного чехла.

В осадочном чехле изученного региона по сейсмическим данным выделяются три основных структурно-седиментационных комплекса. Верхний отражается зоной акустической прозрачности или повышенного поглощения сейсмической энергии и, согласно опыту работ в Мировом океане, сопоставляется с нелитифицированными, иловыми, предположительно неоген-четвертичными образованиями. Мощность комплекса оценивается в 200—400 м. К его подошве приурочен отражающий горизонт D_1 .

Средний комплекс обычно представлен циклической последовательностью акустически прозрачных зон, разделенных достаточно сильными рефлекторами, и характеризуется общим пониженным поглощением энергии, что свойственно полулитифицированным, глинисто-алевритовым, пелагическим породам. Мощность комплекса 600—1000 м, к его подошве приурочен горизонт А. Оба эти комплекса мы относим к синеканическим образованиям [3 и др.]. Они широко распространены по всей изученной акватории и отсутствуют лишь на отдельных выступах порога Ломоносова и на значительной части хребта Гаккеля.

Более сложная картина устанавливается в нижней части разреза чехла. Здесь выделяется латерально изменчивый комплекс с различными сейсмофациальными обликами от слоистых, среднедифференцированных толщ до хаотичных или прерывисто-слоистых, включающих очень слабые, локально прослеживаемые рефлекторы. По нашим представлениям, комплекс может быть сложен литифицированными песчано-глинистыми, грубообломочными молассовыми или осадочно-вулканогенными породами, и его формирование тесно связано с тектоническими и магматическими процессами развития консолидированной коры, существенно различными для основных геоблоков акватории.

Результаты геологической интерпретации в целом близко соответствуют представлениям многих исследователей о существовании в акватории Северного Ледовитого океана двух крупных суббассейнов — Амеразийского и Евразийского, расчлененных

крупной геоструктурой — порогом Ломоносова [1, 3, 7].

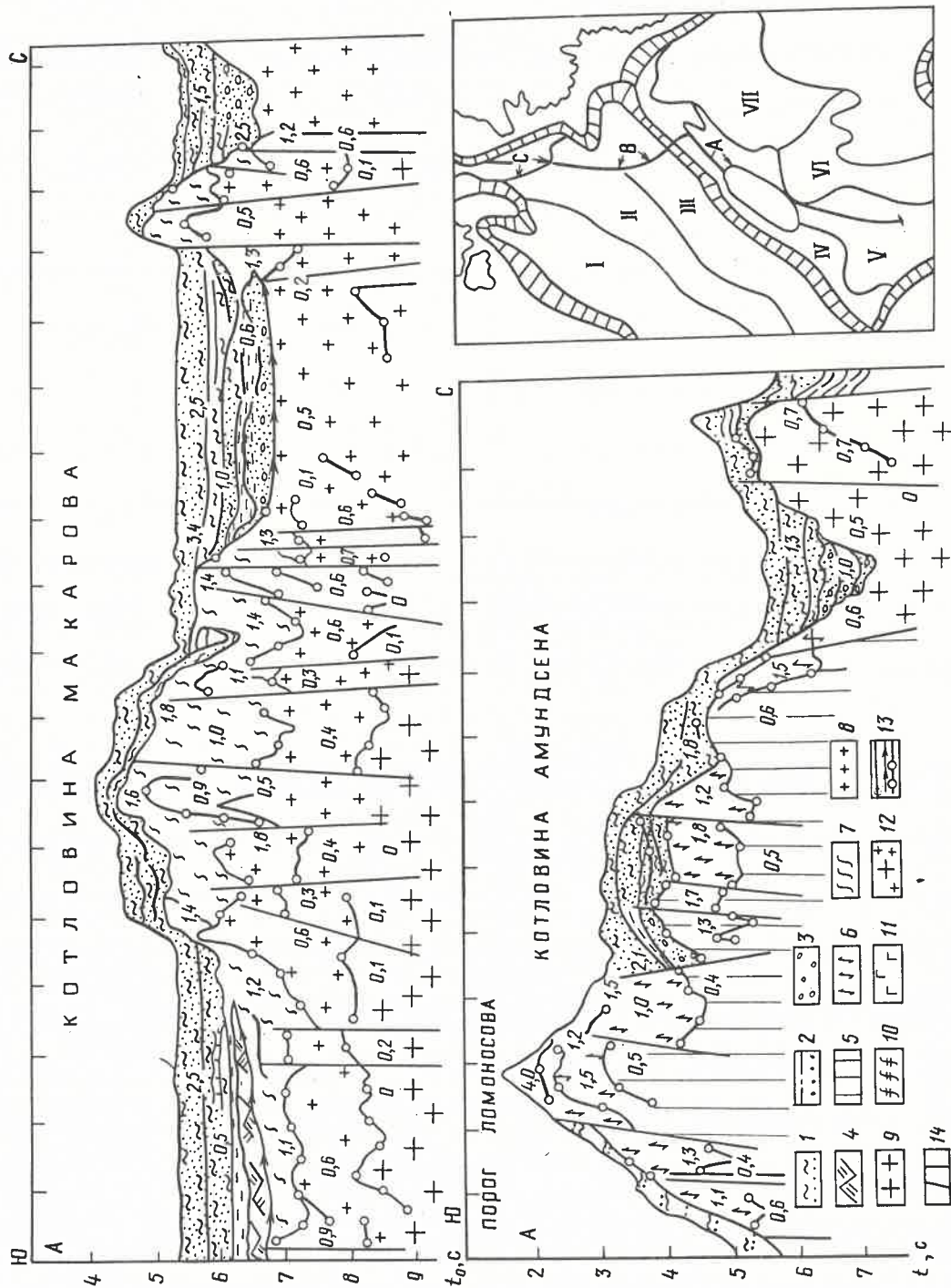
Различия в строении этих геоблоков проявляются главным образом в рельефе поверхности и внутренней структуре консолидированной коры, а также в особенностях нижнего комплекса чехла и будут рассмотрены ниже.

К Амеразийскому суббассейну (АСБ) относятся котловины Подводников и Макарова и разделяющая их Ломоносовско-Менделеевская седловина. В рельефе поверхности фундамента котловина представляется серией прогибов протяженностью 20—50 км, с относительно крутыми (до 10—15°) бортами и обычно пологим дном, разделенными довольно крупными поднятиями, погребенными или выраженными в рельефе дна, амплитудой до 2 км (рис. 1). В верхней части консолидированной коры по данным сейсмодинамического анализа выделяется петрофизический комплекс, характеризующийся повышенным поглощением энергии, признаками грубой прерывистой слоистости, существованием зонально развитых, местами весьма интенсивных отражений. Наиболее выдержанная граница приурочена к его подошве, где по данным ГСЗ отмечается и преломляющий горизонт. Мощность комплекса изменяется в пределах от 1—1,5 до 3—4 км. По результатам исследований в Атлантическом океане и Беринговом море нами установлено, что аналогичный комплекс достаточно определенно сопоставляется с эффузивно-осадочными образованиями. На развитие основных эффузивов в объеме комплекса указывает и весьма тесная корреляция рельефа его поверхности с положительными аномалиями геомагнитного поля. Однако в отличие от Атлантического океана в АСБ комплекс развит зонально, чередуясь с выступами нижележащих слоев коры. В пределах отмеченных выше поднятий мощность комплекса существенно возрастает, достигая 4 км. Это наводит на мысль о магмодиапировой или вулканогенной природе поднятий, что вполне согласуется с данными аэромагниторазведки. По сумме приведенных данных мы полагаем, что комплекс сформирован тафрогенными эффузивно-осадочными образованиями. На широкое развитие процессов тафрогенного преобразования фундамента при формировании глубоководных котловин указывал Ю.Е.Погребницкий [1].

Залетающий ниже комплекс консолидированной коры, по сейсмодинамическим признакам, сложен массивными, неслоистыми, уплотненными породами, характеризуется сложно-блоковой структурой и может быть, по нашему мнению, сопоставлен с метаморфическим или кристаллическим

Рис 1. Прогнозный геологический разрез по линии А:

литификации осадочного чехла: *1* — слаболитифицированные глинистые; *2* — литифицированные песчаноглинистые; *3* — крупнообломочные; *4* — осадочно-вулканогенные; петрофизические комплексы консолидированной коры континентального (5 — осадочно-метаморфический, 6 — то же, в зонах тектонической трещиноватости), субконтинентального (7 — эффузивно-осадочный тафогенный, 8 — метаморфический, кристаллический, 9 — высокометаморфизованный) и океанического (10 — второй океанический слой, 11 — третий океанический слой, 12 — коро-мантйная смесь) типов; 13 — акустические границы (*a* — отражающие горизонты; *б* — амплитудные аномалии; *в* — границы изменения показателей поглощения); 14 — тектонические нарушения; цифры на разрезе — значения коэффициентов поглощения энергии; на *врезке* — положение линии дрейфа и разрезов; *I* — абиссальная равнина Нансена, *II* — хребет Гаккеля, *III* — абиссальная равнина Амундсена, *IV* — порог Ломоносова, *V* — котловина Подводников, *VI* — поднятие Менделеева, *VII* — поднятие Альфа.



фундаментом, подразделяющимся по степени метаморфизма на две толщи. Мощность этого комплекса 7 — 10 км, а общая мощность земной коры, включая водный слой, достигает, по данным ГСЗ, 17 — 21 км.

Таким образом, можно констатировать, что земная кора АСБ относится к переходному (субконтинентальному) типу и образована метаморфическим и тафrogenным петрофизическими комплексами. Последний в соответствии со взглядами ряда исследователей может рассматриваться и в качестве промежуточного яруса [5].

В основании осадочного чехла котловин Подводников и Макарова выделяется толща, которая по сейсмодинамическим признакам сопоставляется с вулканогенно-осадочными образованиями. Особенно широко они развиты в присклоновых зонах предполагаемых вулканогенных поднятий, часто замещают по латерали образования тафrogenного комплекса, что говорит о возможности их генетической общности. В плоскостной части котловины нижняя часть осадочного чехла приобретает облик трансгрессивного комплекса или даже маломощного «базальтового» слоя в основании глубоководного бассейна, выполненного горизонтально-слоистыми синокеаническими образованиями, относящимися к описанным комплексам.

В северной части котловины Макарова, в зоне его сочленения с порогом Ломоносова, в нижней части осадочного чехла отмечается литофизический комплекс, вероятно, связанный с грубообломочными, молассовыми образованиями.

Порог Ломоносова линией дрейфа СП-28 трижды пересечен в приполюсной части. Один из разрезов представлен на рис. 1. Во всех сечениях — это крупное асимметричное плосковершинное поднятие высотой до 2 км, с крутым и коротким склоном на востоке и длинным ступенчатым, сложно-расчлененным на западе. В волновой картине фундамент порога выделяется сильным отражением на его поверхности, однородностью внутреннего строения, практически отсутствием даже непротивоположных отражений, в целом пониженным поглощением энергии в его объеме. Лишь на участках, примыкающих к разломам, крутым склонам, привершинным дислокациям, отмечаются зоны повышенного поглощения энергии. В свете этого мы полагаем, что фундамент порога образован весьма уплотненными осадочно-метаморфизованными породами, а повышенное поглощение энергии обусловлено прежде всего тектонической трещиноватостью в напряженных зонах. На плосковершинных поднятиях порога отмечается довольно большая мощность осадочного чехла, представленного в верхней части слоистыми

толщами синокеанических отложений, а ниже грубослоистыми породами, а возможно, и вулканогенными образованиями, на что указывает характер магнитного поля. Повсеместно отмечаются явные следы эрозионного срезания слоев на крутых склонах.

На северном расчлененном склоне отмечаются эрозионно-тектонические останцы, разделенные узкими и глубокими каньонами, которые заполнены слоистыми и неслоистыми осадками.

У основания порога отмечены глубокие, иногда двухъярусные компенсационные прогибы, выполненные в нижней части неяснослоистыми, видимо, молассовыми породами, а выше слоистыми образованиями типа турбидитов.

В целом порог Ломоносова представляется крупным автономным геоблоком, с осадочно-метаморфической корой континентального типа, испытавшим многократные вертикальные подвижки по системе разломов, по-видимому, в режиме эпиплатформенной активизации, которые сопровождались интенсивными эрозионными процессами и накоплением продуктов эрозии во внутренних и присклоновых прогибах (каньонах).

В северной части Евразийского суббассейна профиль пересекает котловину Амундсена, в пределах которой глубина моря достигает 4—4,5 км (рис. 2). По данным сейсмодинамического анализа устанавливается гетерогенность фундамента. Вблизи склона порога Ломоносова он представлен уплотненными метаморфическими образованиями, отличающимися заметной акустической неоднородностью, и условно сопоставлен с нижним комплексом коры АСБ. Фундамент такого типа прослеживается примерно на 150 км от порога Ломоносова. Далее облик фундамента меняется: в его верхней части выделяется комплекс, который по сейсмодинамической характеристике может быть сопоставлен со вторым океаническим слоем коры Атлантики. В том же направлении постепенно изменяется и нижний комплекс фундамента. Он становится более дифференцированным, в нем возрастает коэффициент поглощения энергии, и в южной части котловины мы сопоставляем комплекс с третьим «габброидным» слоем океанической коры.

На юге котловины, где профиль пересекает периферию поднятия Моррис-Джессепа, в нижней части коры отмечаются изолированные блоки (выступы) метаморфизованного фундамента. Довольно мощный (до 2,5 км) осадочный чехол котловины разделяется на три комплекса. В основании разреза выделяется мощный (более 1 км), слабослоистый, уплотненный, очевидно, молассовый или молассоидный комплекс, образующий в

северной части котловины крупную региональную клиноформу. К югу мощность комплекса сокращается, и он постепенно выклинивается. Поверхность его приурочена к отражающему горизонту А, который здесь, видимо, имеет значение поверхности несогласия. Вышележащие комплексы, сложенные нелитифицированными и слаболитифицированными пелагическими глинистыми осадками, развиты практически на всей площади дна котловины и выклиниваются лишь на небольших выступах вблизи южного борта котловины, сопряженного со склоном срединно-океанического хребта Гаккеля.

В изученном сечении хребет Гаккеля представлен системой узких, гребневидных поднятий и межгрядовых долин с перепадом глубин до 1500 м (см. рис. 2). Четко выделяется рифтовая долина, огражденная высокими холмами. Верхняя часть разреза, по данным сейсמודинамического анализа, образована породами второго океанического слоя, сравнительно небольшой мощности (1 — 2,5 км), соизмеримой с высотой холмов. Ниже залегает мощный, порядка 6 км, комплекс, сопоставляемый с третьим океаническим слоем. Далее на глубине 6 — 8 км выделяется своеобразная, сложного облика толща, по нашему мнению — «коро-мантийная смесь».

Весьма интересны детали строения рифтовой долины, отображенные на сейсמודинамическом разрезе. В центральной части долины отчетливо выделяются субвертикальный (точнее, конический) канал, образованный парой тектонических нарушений, по которым кровля третьего слоя опущена, а подошва приподнята над смежными блоками. Внутри канала динамика сейсмозаписи второго слоя существенно изменяется. Здесь отсутствуют признаки поглощения энергии и появляются четкие амплитудные аномалии, указывающие на существенную неоднородность вещества. Эти факторы согласуются с представлением о заполнении канала пластичной неоднородной массой, обладающей признаками базитовой магмы.

Осадочный чехол в пределах хребта Гаккеля представлен только маломощными (до 200 — 300 м) слаболитифицированными

осадками, развитыми в межгрядовых долинах.

Котловина Нансена пересечена трассой дрейфа в ее самой узкой части, в зоне ее замыкания, глубина котловины достигает 3500 м. Акустический фундамент представлен породами второго океанического слоя. В рельефе его поверхностей раздела выделяется сравнительно неглубокая (до 1200 м) депрессия, выполненная осадочными породами.

В заключение можно констатировать, что геологическая интерпретация материалов этого уникального по протяженности сейсмопрофиля способствует пониманию особенностей геологического строения Северного Ледовитого океана, особенно внутренней структуры фундамента. Ряд выводов имеет гипотетический характер и требует дальнейшей проверки, однако сопоставление с данными ГСЗ и аэромагниторазведки свидетельствует о реальности прогнозируемого разреза.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Геологическое строение и закономерности размещения полезных ископаемых* / Под ред. И.С.Граммберга и Ю.В.Погребницкого. — Л.: Недра, 1984. Т. 9.
2. *Верба В.В., Волк В.Э., Киселев Ю.Г., Краев А.Г.* Глубинное строение Северного Ледовитого океана по геофизическим данным // Структура и история развития Северного Ледовитого океана. Л., 1986.
3. *Киселев Ю.Г.* Глубинная геология Арктического бассейна. — М.: Недра, 1986.
4. *Коц В.Г., Гаврилова Г.Г., Успенский В.В.* Изучение литофациальной характеристики пород осадочного чехла на основе анализа динамических особенностей сейсмозаписи в глубоководных зонах океана // Экспресс-информация ВИЭМС. Сер. Морская геология и геофизика. 1981. Вып. 6. С. 14—20.
5. *Кунин Н.Я.* Строение литосферы континентов и океанов. — М.: Недра, 1989.
6. *Методические рекомендации по обработке и интерпретации материалов морской сейсморазведки для изучения динамических особенностей сейсмозаписи* / Под ред. В.Г.Коца. — Л.: ВНИГРИ, 1987.
7. *Природа тектонических структур Северного Ледовитого океана и их связь со структурами континентального обрамления* / Я.И.Полькин, Ю.Т.Киселев, Ю.Н.Кулаков, Б.Х.Егизаров. — Структура и история развития Северного Ледовитого океана. Л., 1986. С. 20—40.

Принята редколлегией 27 января 1992 г.

Рудопроявления глубоководных полиметаллических сульфидов на Восточно-Тихоокеанском поднятии

В.М.ЮБКО, Р.А.КАЗАНЦЕВ, Ю.Н.ГУБАНОВ, П.Б.РОЗОВ (Южморгеология)

Впервые полученная более десятилетия назад и постоянно возрастающая информация о сульфидном оруденении океанического дна [1, 3, 6] свидетельствует о тесной пространственной и генетической связи рудных скоплений данного типа с тектонически и магматически активными областями ложа океанов. Наиболее ярко она проявлена в пределах океанических спрединговых центров. Установлена достаточно отчетливая прямая корреляция между интенсивностью оруденения и скоростями спрединга соответствующих центров.

Позиция рудопроявлений в структурно-тектоническом плане спрединговых центров достаточно однотипна, и в преобладающем числе случаев они приурочены к неовулканическим зонам осевых рифтовых долин срединно-океанических хребтов. Закономерный характер пространственного положения рудопроявлений большинство исследователей связывает с особенностями их формирования по схеме так называемого рециклинга [5]. Гидротермальные растворы, являющиеся носителями рудных (Fe, Cu, Pb, Zn, Ag и др.) и нерудных (SiO_2) компонентов, формируются за счет океанической воды, проникающей по трещинам в частично остывшей коре за пределами рифтовых долин на глубины, отвечающие положению верхних границ магматических очагов (сотни метров — первые километры), расположенных под долинами и питающих неовулканические зоны. Разогретые под воздействием данных очагов воды, приобретшие повышенную химическую агрессивность, образуют восходящий поток, проецирующийся в пределы неовулканической зоны. По пути следования химически агрессивные гидротермы насыщаются за счет выщелачивания из вмещающих пород рудными и нерудными элементами.

На участках выходов гидротерм, температура которых может достигать 350°C на поверхности морского дна, содержащиеся в них металлы вступают в соединения с серой морской воды. Сульфиды, выпадающие из раствора, и формируют рудные скопления. Частицы сульфидов, не успевшие осесть, образуют на участках выходов активных гидротерм своеобразные дымоподобные шлейфы типа грифонов, имеющие характерный для сульфидных выделений черный цвет, что служит надежным локальным поисковым критерием на сульфидное оруденение. В числе других поисковых критериев важное

значение имеют повышенная относительно фоновой температура природных вод (от долей до первых градусов); развитие своеобразных биоценозов — гигантских червей, разнообразных моллюсков, интенсивных скоплений крабов, креветок и рыб; повышенное содержание в морской воде метана и гелия.

Скопления сульфидов представляют собой преимущественно конические постройки, диаметр основания которых колеблется от первых метров до 40—50 м, а высота 3—30 м. Постройки располагаются в виде цепочек вдоль осевых грабенов рифтовых долин, тяготея к их бортам и днищу. Отличительным признаком скоплений, сформировавшихся на участках действия гидротерм, активность которых к настоящему времени утрачена, является отсутствие здесь дымоподобных шлейфов и других упоминавшихся локальных признаков.

Сульфидные постройки представлены пиритом, халькопиритом, сфалеритом с подчиненным количеством галенита и др. Агрегаты рудных минералов имеют массивную текстуру. Максимальные содержания металлов в валовом составе рудных масс достигают [2], в %: Zn 65, Cu 30, Co 1 Pb 0,4, Ag 1,5, Au 7 г/т, Pt 5 г/т. Суммарные ресурсы сульфидных руд, слагающих отдельные постройки средних размеров, составляют порядка 1 тыс. т. В некоторых рудоносных районах, как, например, в пределах Галапагосского центра спрединга, отмечались случаи группирования построек в более крупные тела, суммарные ресурсы которых оцениваются в 25 млн т руды.

Оценивая проблему обнаружения рудопроявлений глубоководных сульфидов с методической точки зрения следует признать, что ее решение вписывается в рамки традиционных для геологии подходов, основанных на последовательном выделении и оконтуривании рудоконтролирующих структур все более высокого ранга. Имея в виду рудопроявления, связанные со спрединговыми центрами Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП), может быть намечен следующий ряд таких структур: гребневая зона СОХ (срединно-океанического хребта) — первого порядка; осевое поднятие гребневой зоны СОХ — второго порядка; центральный грабен осевого поднятия — третьего порядка; осевые трещины центрального грабена — четвертого порядка.

Разработанная авторами методика комп-

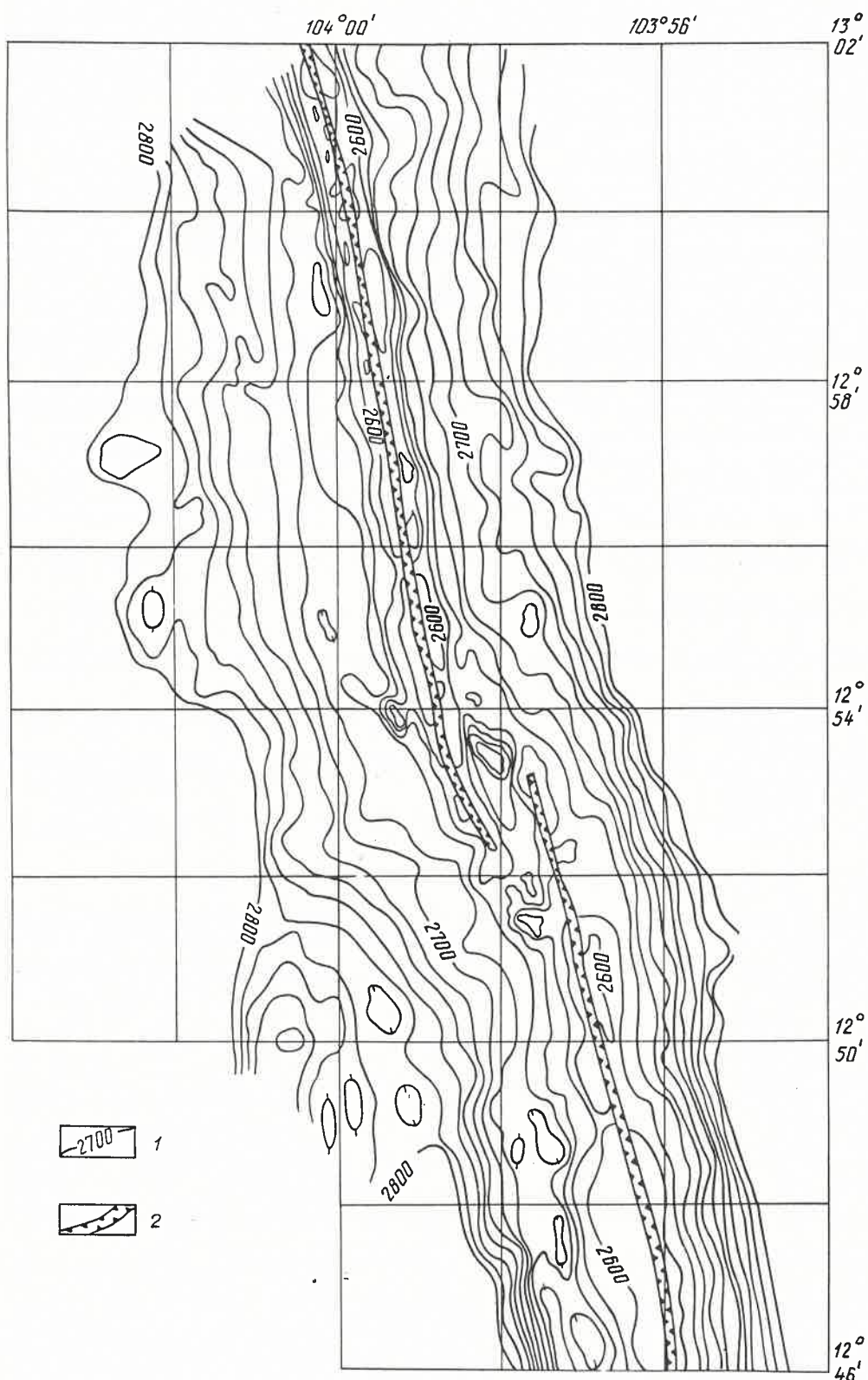


Рис. 1. Батиметрическая карта гребневой зоны ВТП между 12°46' с.ш. и 13°02' с. ш.:

1 — изобаты, м; 2 — границы центрального грабена осевого поднятия

1. Характеристика проб сульфидных руд

Номер пробы	Широта северная	Долгота западная	Место отбора пробы в структуре ВТП	Масса пробы, кг	Примечания
2	12°48'04"	103°56,09'	Бровка восточного склона осевого поднятия	280	Руда интенсивно окислена у поверхности
6	12°50'38"	103°56,92'	Осевая область центрального грабена осевого поднятия	25	Вершинная часть неактивного курильщика
17	12°58'34"	103°59,61'	Западный борт осевой трещины центрального грабена	24	Температурная аномалия 0,8°C
23	12°58'39"	103°59,60'	То же	650	Температурная аномалия 0,5°C
15	12°58'54"	103°59,56'	Восточный борт осевой трещины центрального грабена	15	То же

лексных геолого-геофизических исследований колчедановосных фрагментов СОХ ориентирована на применение таких технических средств, которые позволяют не только выделить упоминавшиеся разноранговые структуры, но и максимально локализовать площади, перспективные в отношении колчеданопоявлений. Состав аппаратурно-технических средств включает: многолучевой эхолот ГЭЛ-4; гидролокатор бокового обзора дальнего действия «Океан»; придонный гидролокатор бокового обзора «МАК»; аппаратуру для глубоководной фототелеметрии и термопрофилирования типа «Абиссаль-1»; электрогидравлический телеуправляемый пробоотборник рейферного типа, системы надводной и подводной навигации; судовой обрабатывающий вычислительный центр.

Необходимо отметить, что перечисленные элементы аппаратурно-технического комплекса, исключая телеуправляемый пробоотборник, первоначально разрабатывались и использовались НПО «Южморгеология» применительно к решению задач, связанных с поиском и разведкой глубоководных месторождений железомарганцевых конкреций. В этой связи оказалась неожиданной высокая эффективность применения данного комплекса для целей обнаружения и оконтуривания площадей развития сульфидопоявлений морского дна.

Соответствующие исследования были проведены в январе 1991 г. с борта НИС «Геленджик» в пределах фрагмента осевой области Восточно-Тихоокеанского поднятия между 12°45' с.ш. и 130°10' с.ш. (рис. 1). В структурно-тектоническом и геоморфологическом отношении данный фрагмент классифицируется как гребневая часть ВТП, представленная осевым поднятием шириной 1,5—2 км, осложненным центральным грабеном шириной 300—500 м и глубиной до 50 м. Ориентировка грабена согласна с простиранием гребневой области ВТП (аз. пр. 345°).

Рельеф дна в пределах фрагмента соответствует структурно-тектоническому пла-

ну и представляет собой сочетание линейных поднятий и депрессий, сочленяющихся посредством тектонических контактов сбросовой природы. Средние глубины дна здесь около 2600 м, их максимальные перепады достигают 300 м (2500—2800 м). Граничные сбросы, как правило, выражены в рельефе дна в виде вертикальных эскарпов высотой 10—30 м. Восточные склоны гребневой зоны нередко осложнены небольшими вулканическими горами высотой около 300 м и размером поперечника в основании около 3 км.

Центральный грабен является ареной молодой и современной вулканической и сопровождающей ее гидротермальной активности. Вулканизм носит экструзивный характер. Производными его являются примитивные оливиновые базальты, слагающие небольшие языки лавовых потоков и лавовые озера. Поверхность базальтов практически лишена осадочного покрова, но рассечена многочисленными трещинами шириной 1—15 м. Часть трещин служит выводными каналами для высокотемпературных гидротерм.

Южная половина участка (до 12°50' с.ш.) характеризовалась весьма интенсивной насыщенностью сульфидопоявлениями [8, 9]. Поэтому задача первого этапа работ состояла в оценке эффективности применения дистанционных методов исследований в целях определения поисковых критериев рудоносности, а также отработки приемов опробования рудных образований на примере известных рудных объектов. Накопленный опыт позволил приступить к следующему этапу: детальному исследованию и оценке перспектив рудоносности ранее практически не изученной половины участка.

Сложившиеся к моменту начала второго этапа представления о рациональном характере методики проведения работ позволили наметить и реализовать следующую их последовательность: 1) многолучевое эхолотирование по системе профилей, ориентированных вкрест простирания гребневой зоны СОХ и расположенных с шагом 1—2 км, с

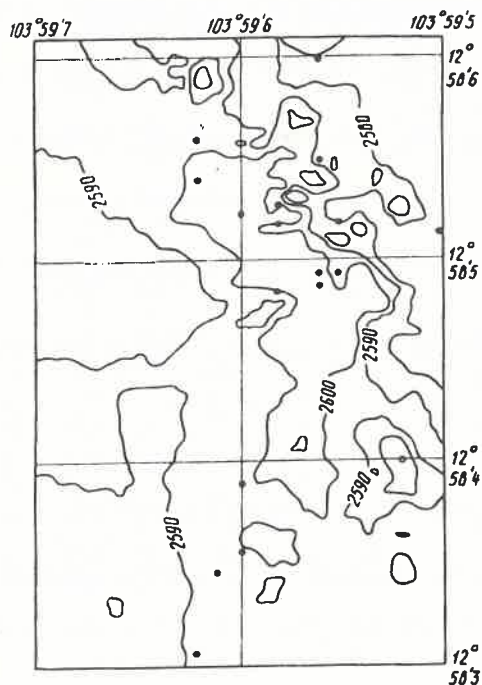


Рис. 2. Батиметрическая карта осевой части центрального грабена у 12°58' с. ш.:

точки — обнаруженные сульфидопроявления

целью выделения собственно гребневой зоны и ее осевой области; 2) приповерхностная гидролокационная съемка — с целью выделения осевого поднятия гребневой зоны и центрального грабена осевого поднятия; 3) придонная гидролокационная съемка — с целью изучения внутренней структуры центрального грабена и выделения осевых трещин; 4) придонное фототеплопрофилирование в комбинации с термопрофилированием — с целью обнаружения прямых и косвенных признаков сульфидного оруденения; 5) детальный эхолотный промер на выделенных перспективных участках по сети профилей с шагом $0,2 \times 0,2$ км; 6) опробование перспективных участков с ис-

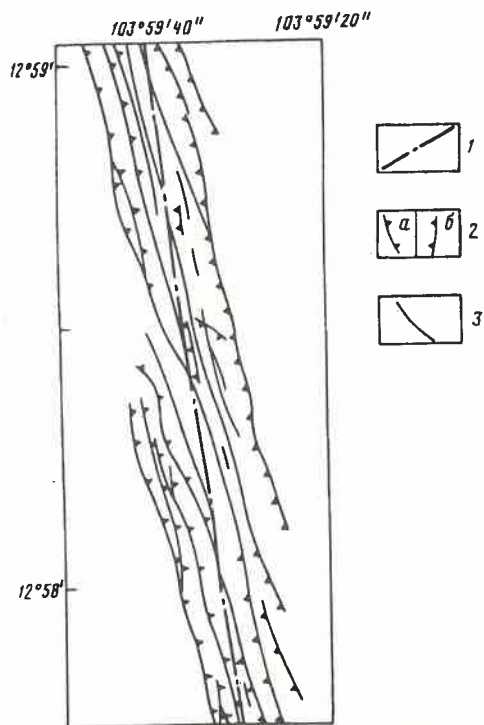


Рис. 3. Структурная схема центрального грабена у 12°58' с.ш.:

1 — ось депрессии центрального грабена; 2 — эскарпы западного (а) и восточного (б) бортов грабена; 3 — осевые трещины

пользованием телеуправляемого пробоотборника грейферного типа.

Необходимо отметить, что все виды гидролокационных съемок, фото-, теле- и термопрофилирования осуществлялись на профилях, ориентированных по простиранию осевой области СОХ и соответствующих высокопорядковых элементов ее структуры. Профилирование выполнялось на скоростях $0,5 \times 1$ узлов, что определило минимальное смещение забортных элементов оборудования относительно судна. Привязка судна осуществлялась в системе GPS с погрешностью ± 35 м. Удержание судна на профилях, в точках отбора проб, а также его маневрирование обеспечивались подруливающими

2. Содержания рудных элементов в образцах сульфидных руд, %

Номер пробы	Fe			Cu			Zn			Pb			Ag	
	Min	Max	Вал.	Min	Max	Вал.	Min	Max	Вал.	Min	Max	Вал.	Min	Max
2	23,59	39,99	35,80	1,72	19,99	11,20	0,17	20,59	2,36	0,006	0,022	0,016	0,001	0,003
6	20,95	39,99	22,12	1,26	10,16	3,70	0,19	29,99	27,00	0,019	0,068	0,045	0,005	0,050
15	21,84	40,37	31,79	1,63	15,31	7,26	0,24	26,73	11,36	0,014	0,047	0,026	0,002	0,009
17	37,91	48,47	40,32	1,45	3,64	2,40	0,08	0,21	0,19	0,008	0,023	0,015	0,001	0,002
23	30,79	43,99	39,87	1,18	15,19	6,00	0,19	17,80	1,08	0,011	0,025	0,019	0,002	0,007

устройствами, которыми оснащен НИС «Геленджик».

Данные детального промера (координаты точек профилей и соответствующие им значения глубин) в автоматизированном режиме вводились в ПЭВМ (типа *IBM* на базе процессора 286) и оперативно обрабатывались по специальным программам с целью построения крупномасштабных батиметрических карт. Указанные карты в совокупности с результатами дешифрирования материалов придонной гидролокационной съемки, фото-, теле- и термопрофилирования использовались в качестве основы для определения участков пробоотбора.

Пробоотбор осуществлялся под визуальным контролем: телеуправляемый грейфер буксировался на скорости 0,3—0,5 узла в 3—5 м над поверхностью дна вдоль предварительно намеченных трасс, пересекающих прямо или косвенно подтвержденные точки сульфидопроявлений. В случае обнаружения на телевизионном изображении дна признаков оруденения выполнялся отбор проб.

Оценивая результаты выполненных работ с точки зрения конечной их цели — обнаружения и опробования сульфидопроявлений, необходимо отметить, что рудные объекты зафиксированы в пределах четырех из восьми выделенных для исследований участков осевой зоны ВТП. Три участка удалось опробовать. В итоге получены пять проб рудного материала суммарной массой около 1 т (табл. 1). Всего же обнаружены 28 сульфидопроявлений, 18 из которых, пространственно тяготеющие к оси центрального грабена у 12°58' с.ш. (рис. 2), — впервые.

Структурно-текстурные особенности рудных образцов, а также их минеральный и химический составы оказались достаточно близкими аналогичным характеристикам ранее изученных сульфидопроявлений из рифтовой зоны ВТП у 13° с.ш. [4]. В преобладающем числе случаев руды представлены неравномернозернистым агрегатом пирита и халькопирита массивного сложения. В подчиненных количествах и в составе агрегата визуально диагностируются борнит, ковеллин, вюртцит, опал. Лабораторными исследованиями, выполненными под руководством Р.В.Голевой, обнаружены пирротин, галенит, марказит, кубанит, молибденит, арсенопирит, франклинит, халькозин и др.

Во внутреннем объеме массивных агрегатов фиксируются многочисленные поры и пустоты преимущественно трубчатой формы с диаметром до 2 см, происхождение которых по ряду достаточно надежных признаков уверенно связывается с особыми условиями рудоотложения. Последние определяются функционированием на участках

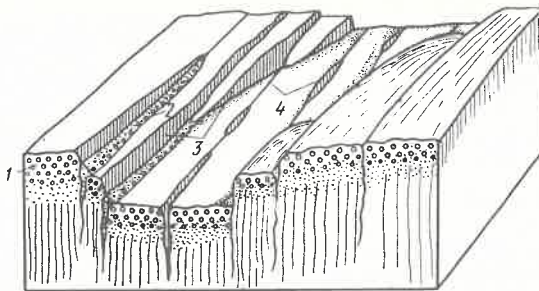


Рис. 4. Диаграмма, иллюстрирующая эффект несовпадения геоморфологического и структурного планов центрального грабена у 12°58' с. ш.:

1 — пиллоу-базальты; 2 — осыпи; 3 — бортовые эскарпы; 4 — осевые трещины

выходов рудоносных гидротерм многочисленных глубоководных биологических организмов. Избирательное замещение рудным веществом панцирей и скелетов этих организмов после их гибели и создает наблюдаемую картину строения рудных объектов.

Как правило, вблизи упоминавшихся трубчатых пустот рудные агрегаты имеют концентрически-зональное строение. Сульфиды железа, цинка и меди обычно разделены или существенно преобладают внутри отдельно взятых концентров. Внутренние стенки полостей нередко усеяны крупнокристаллическими (до 5 мм) скоплениями идиоморфных зон пирита, халькопирита либо сфалерита. Отражением отмеченных особенностей внутреннего строения рудных агрегатов являются резкие колебания содержания в них основных рудных компонентов (табл. 2).

В плане сравнительной оценки состава руд из различных проявлений небезынтересно отметить, что проба № 2 (см. № 1 в табл. 1 и 2), отобранная из поверхностного скопления сульфидов вне пределов центрального грабена, оказалась существенно обогащенной медью относительно остальных. Внешние признаки рассматриваемого рудопроявления также характеризуются достаточно специфическими особенностями. Это прежде всего связано с тем, что собственно руды на поверхности дна здесь не обнажены, поскольку перекрыты слоем рыхлых буровато-красных отложений гидроксидов железа мощностью не менее 40 см. На фоне окружающего хаотического нагромождения лавовых подушек и труб базальтов участок рудопроявления со своей выровненной поверхностью и внешними признаками осадочного образования выглядел весьма контрастно, поэтому и была взята здесь проба.

Широкое использование гидроакустических средств исследования поверхности дна позволило сделать ряд интересных наблюдений особенностей строения центрального

грабена и связанных с ними условий локализации сульфидопроявлений. Так, применение ГЛБО ДД «Океан» дало возможность получить надежное подтверждение явления перекрытия (оверлеппинга) отрезков рифтовой зоны у $12^{\circ}52' - 12^{\circ}53'$ с.ш., ранее отмечавшегося Л. Антримом и др. [7]. На сонограмме отчетливо выделяющиеся отрезки центрального грабена смещены на 1 км: северный относительно южного к западу. Изменения простираения отрезков грабена на сонограмме являются кажущимися, т.к. обусловлены изменениями курса судна. Тем не менее, интерпретация как сонограммы, так и других материалов (эхолотирования и придонной гидролокационной съемки) указывает на то, что простираение северного отрезка грабена (аз. 350°) и южного (аз. 345°) на самом деле несколько различны (см. рис. 1). Окончания обоих отрезков в области перекрытия, протяженность которой по простираению составляет около 5 км, выражены в виде затухающих соответственно к югу и северу систем трещин.

Не исключено, что с отмеченным эффектом оверлеппинга связан еще один феномен в строении северного грабена, обнаруженный на участке между $12^{\circ}57'$ и $12^{\circ}59'$. Он проявлен, во-первых, в несовпадении простираений собственно грабена (аз. 350°) и осложняющих его строение осевых трещин (аз. $345-347^{\circ}$), расположение которых по этой причине имеет эшелонированный характер (рис. 3). Во-вторых, в особой роли самих трещин, каждая из которых на отдельных участках играет роль структурного элемента, попеременно контролирующего положение эскарпов западного и восточного бортов грабена и гьярров его осевой части. Таким образом, геоморфологический и структурный планы рассматриваемого отрезка северного грабена не совпадают (рис. 4).

Упомянутая возможная связь данного явления с эффектом оверлеппинга просматривается в том, что ориентировка элементов структуры северного грабена у $12^{\circ}58'$ с.ш. практически совпадает с простираением южного грабена. Кроме того, указанный фрагмент северного грабена располагается на линии, условно продолжающей ось южного к северу от его окончания у $12^{\circ}58'53''$ с.ш. Интересно отметить, что именно у $12^{\circ}58'$ с.ш. северный грабен оказался интенсивно насыщенным сульфидопроявлениями.

Основными для обнаружения конкретных сульфидопроявлений послужили материалы придонной гидроакустической съемки и фототелепрофилирования. Характерным признаком фиксации сульфидных построек на сонограмме является своеобразная форма их

изображения в виде яркого пятна, сопровождаемого удлиненной тенью игольчатой формы.

Диагностика рудных образований на фотизображениях дна, сложенного характеризующимися широкими вариациями скульптуры поверхности лавами толеитовых базальтов, не вызывает особых затруднений в силу специфических внешних признаков сульфидопроявлений, в значительной мере определяемых развитием на их участках разнообразной донной фауны. Так, только на одном снимке зафиксировавшем, по всей видимости, основание сульфидной постройки, насчитывается не менее пяти видов глубоководной фауны: крабы, двусторчатые моллюски, погоноферы, серпулиды.

В заключение авторы приносят благодарность профессору Гамбургского университета Штефферсу, аспиранту геологического института (г. Киль) Г. Сейфферту и дипломированному инженеру фирмы Геомар В. Шнейдеру за помощь, оказанную ими в оснащении НИС «Геленджик» телеуправляемым электрогидравлическим пробоотборником, а также в выполнении работ по пробоотбору.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гидротермальное оруденение в океане / И.С. Грамберг, С.Г. Краснов, А.И. Айнемер, И.М. Порошина // Сов. геология. 1990. № 12. С. 81—91.
2. Гидротермально-осадочные в гидротермальные рудные образования в Мировом океане / Г.А. Черкашев, С.Г. Краснов, Б.Х. Егизаров и др. // Обзор ВИЭМС. Сер. Морская геология и геофизика. М., 1985.
3. Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Гурвич Е.Г. Гидротермальные образования рифтовых зон океана. — М.: Наука, 1990.
4. О составе сульфидных руд Восточно-Тихоокеанского поднятия ($12^{\circ}50'$ с.ш.) / Г.Н. Батурин, Л.В. Дмитриев, В.Т. Дубинчик и др. // Геохимия. 1986. № 12. С. 1696—1704.
5. Рона П. Гидротермальная минерализация областей спрединга в океане. — М.: Мир, 1986.
6. Строение рифтовых зон океанов в связи с проблемой гидротермальной рудной минерализации / Е.Г. Мирлин, И.А. Пшенина, А.А. Емельянов и др. // Обзор ВИЭМС. Сер. Морская геология и геофизика. М., 1989. Вып. 4.
7. Autrim L., Sempere J.C., Macdonald K.C. Fine scale study of a small overlapping spreading center system at $15^{\circ}54' N$ in the East Pacific Rise // Marine Geophysical Researches, 1988. N 9., P. 115-130.
8. Gentle P., Auzende J.M., Renard V. et al. Detailed geological mapping by submersible of the East Pacific Rise axial graben near $13^{\circ} N$ // Earth and Planetary Science Letters. 1986. N 78. P. 224—236.
9. Hekinian R., Francheteau J., Renard V. et al. Intense Hydrothermal activity at the axis of the East Pacific Rise near $13^{\circ} N$: submersible witnesses the growth of sulfide chimney // Marine Geophysical Researches. 1983. N 6. P. 1—14.

Принята редколлегией 25 мая 1992 г.

Геохимические последствия сельскохозяйственного загрязнения подземных вод карстового района Литвы

В.П.ЗАКУТИН (ВСЕГИНГЕО), Б.П.ПАУКШТИС (Гос. геол. служба Литвы)

Сельскохозяйственное загрязнение подземных вод — один из мощных техногенных факторов, осложняющих экологическую ситуацию многих регионов. Отрицательный эффект такого загрязнения особенно четко проявляется на участках со слабой защищенностью водоносных горизонтов.

Геохимические последствия сельскохозяйственного загрязнения подземных вод проявляются ухудшением их качества в результате привноса токсичных соединений, а также вследствие изменения (часто резкого) гидрогеохимической среды. При этом происходят снижение величины окислительно-восстановительного потенциала вод первых от поверхности горизонтов и инверсия окислительно-восстановительной зональности, формируются новые (нередко уникальные) геохимические типы подземных вод [8].

Цель статьи — рассмотреть подобные гидрогеохимические явления применительно к подземным водам карстового района Литвы с использованием сети наблюдательных скважин вильнюсского государственного гидрогеологического предприятия «Agtva» [5] и последних методических разработок лаборатории гидрогеохимии ВСЕГИНГЕО [6].

Методика исследований. Были изучены подземные воды четвертичных отложений и водоносных комплексов верхнего девона: истраско-татувского $D_{3yt}-tt$, купишкско-суосаского $D_{3kp}-s$ и швянтойского D_{3sv} , вскрытых эксплуатационными и наблюдательными скважинами, расположенными по всей площади карстового района.

Методика гидрогеохимического опробования, подробно изложенная в работе [6], включала предварительную прокачку скважин, определения на месте отбора водных проб быстро меняющихся показателей и компонентов, консервацию проб.

Прокачка осуществлялась погруженными насосами в эксплуатационных скважинах, поршневым насосом в наблюдательных скважинах с глубиной уровня подземных вод менее 5 м. При большей глубине прокачку проводили эрлифтом, имея в виду, что полученные результаты полностью достоверны только для консервативных компонентов химического состава вод. После

прокачки не менее двух, трех объемов столба воды в скважине подлежали сбросу.

На месте отбора водных проб определяли величины окислительно-восстановительного потенциала и pH, концентрации водорастворенного кислорода, железа, сульфидной серы, нитритов, ионов аммония.

Измерения Eh подземных вод проведены в специальной герметичной ячейке с индикаторными электродами из платинированного фарфора переносным электроразведочным АЭ-72 автокомпенсатором по методике, рассмотренной в работе [1].

Концентрации быстро меняющихся компонентов анализировали экспрессными колориметрическими методиками [9], при этом содержания нитратов, нитритов, аммония определяли дополнительно в лабораторных условиях из законсервированных хлороформом водных проб с окончанием анализа на фотокolorиметре ФЭК-60. В лаборатории проводили также общий химический анализ с раздельным определением Na^+ и K^+ , анализ содержаний ортофосфатов, микроэлементов Mn, Sr, Cu, Zn, Pb, Cd. Все аналитические определения выполнены гостимуруемыми методиками. Кроме того, проведены определения состава водорастворенных газов.

Геолого-гидрогеологическая характеристика карстового района Литвы. Карстовый район Литвы расположен на севере республики (рис. 1) и по своей площади, приблизительно 1000 км², совпадает с площадью распространения гипсоносных карбонатных отложений верхнего девона, залегающих на небольшой глубине, участками — на поверхности.

Современный карст объединяет гипсоносные слои доломитов татувской свиты D_{3tt} мощностью 5—48 м и верхнюю часть подстилающих их доломитов и мергелей суосаско-купишкской свиты $D_{3kp}-s$ в среднем мощностью 40 м. Карбонатная толща залегает на выдержанных в плане и в разрезе маломощных (2—9) м глинах и глинистых мергелях ераской свиты D_{3j} . Глубже расположен комплекс терригенных отложений (пески, песчаники, глины) швянтойской и уппинкайской свит $D_{3sv} - D_{2up}$ мощностью около 200 м.

Вышеописанная толща представлена единой системой трех гидравлически взаимосвязанных водоносных комплексов. Области

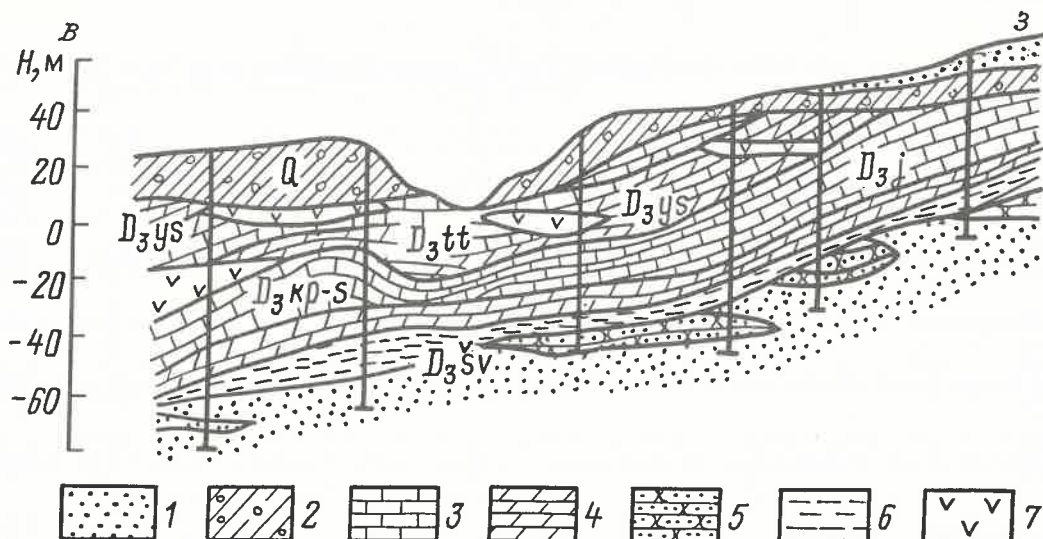


Рис. 1. Геологический разрез карстового района Литвы:

отложения: 1 — пески, 2 — моренные суглинки, 3 — доломиты, 4 — мергели, 5 — песчаники, 6 — алевроиты, 7 — гипсы

питания комплексов совпадают с площадью распространения, а разгрузка осуществляется в поверхностные водотоки. Фильтрационные свойства водоносных пород отличаются значительной неоднородностью — коэффициенты водопроводимости варьируют от нескольких десятков до первых тысяч $\text{м}^2/\text{сут}$.

По химическому составу карстовые воды на загипсованных участках — сульфатные кальциевые с минерализацией 1,5—2,5 г/л, с повышенной жесткостью до 35 моль/л. В породах, не содержащих гипс, воды пресные гидрокарбонатные, сульфатно-гидрокарбонатные кальциево-магнєвые. Подземные воды комплекса D_3kp-s , как правило, пресные гидрокарбонатные кальциево-магнєвые, но на участках с нисходящей фильтрацией встречаются сульфатные кальциевые воды с минерализацией до 2 г/л. Воды швянтуйского водоносного комплекса обыч-

но гидрокарбонатные кальциевые, кальциево-магнєвые с минерализацией 0,3—0,5 г/л. Таким образом, вышеописанная напорная система характеризуется обратной гидрогеохимической зональностью.

Рассмотренные водоносные комплексы не защищены или слабо защищены от загрязнения. Четвертичные отложения представлены маломощными (до 10 м) супесями и суглинками. Плотность карстовых провалных воронок, значительно облегчающих поступление загрязняющих веществ в подземные воды, достигает 200 единиц на 1 км^2 .

Режимными исследованиями, проводимыми в районе с 1965 г., отмечено региональное ухудшение качества подземных вод в результате сельскохозяйственной деятельности. Это ухудшение выразилось в росте содержаний ОВ (по результатам определений перманганатной окисляемости) и соеди-

1. Состав водорастворенных газов загрязненных подземных вод

Водопункт	Водоносные комплексы	Eh, мВ	pH	Концентрация, $\text{см}^3/\text{л}$			Концентрация, $\% \cdot 10^{-3}$			
				O_2^*	N_2	CO_2	CH_4	C_2H_4	C_3H_8	C_3H_6
Саламестис	D_3kp-s	230	7,4	7,0	51,6	39,0	19,7	0,13	0,03	0,06
Панделис	«	150	7,4	1,5	64,5	34,0	30,2	0,04	0,07	0,06
Ализава	«	175	7,4	3,6	55,0	40,0	144,0	Следы	0,05	Следы
Соделай	«	130	7,6	2,8	52,6	32,0	96,0	«	0,05	«
Ажуопаламушис	«	140	7,6	4,0	72,0	25,0	115,2	0,25	Следы	0,32
Варнупис	D_3ys-tt , D_3kp-s	170	7,5	1,7	45,0	51,5	103,2	0,07	0,06	0,1
Обяляукяй	D_3sv	130	7,6	3,5	58,5	37,5	25,0	Следы	0,08	Следы

* Концентрации водорастворенного кислорода, определенные на месте опробования подземных вод, варьируют от $<0,1$ до 0,6 мг/л.

нений азота (ионов аммония, нитрата, нитрита). Перечисленные вещества — ингредиенты органических и минеральных удобрений, широко используемых в хозяйствах закарстованной территории.

В 1974 г. количество минеральных удобрений составляло 600 тыс. ц, органических — около 600 тыс. т, а в 1988 г. это количество возросло соответственно до 940 тыс. ц и 1600 тыс. т.

Внесение удобрений имело площадной характер; для этого широко применялась авиация. Кроме того, в районе существуют локальные очаги загрязнения — многочисленные животноводческие фермы с навозо- и силосохранилищами, накопители сточных вод и фекалий, склады химикалий, очистные сооружения и т.д.

Снижение величины E_h подземных вод и инверсия их окислительно-восстановительной зональности. К важнейшим характеристикам химического состава подземных вод относятся окислительно-восстановительный потенциал и pH, отражающие наличие и действие в водах систем компонентов, определяющих кислотно-щелочные и окислительно-восстановительные состояния вод и, тем самым, влияющие на миграционную способность микроэлементов, органических соединений, так называемых «управляемых» компонентов подземных вод [8]. Изменения значений E_h и pH подземных вод в результате загрязнений влекут за собой качественные и количественные изменения их состава.

Как было показано выше, карстовый район Литвы, по существу, — область питания пластовых вод верхнедевонских отложений. Для областей питания горизонтов пластовых вод обычно свойственны высокие положительные значения окислительно-восстановительного потенциала, обусловленные потенциалзадающим действием системы кислорода [1]. Однако многолетнее использование значительного количества удобрений по площади карстового района привело к расходованию водорастворенного кислорода на химические и биохимические реакции окисления органических соединений и формирования анаэробных условий. Так, в незагрязненных водах концентрации O_2 достигают 10 мг/л, тогда как на участках загрязнения содержания кислорода в водах минимальны (табл. 1); в отдельных пробах он практически отсутствует.

Формирование бескислородных условий вод подтверждается несколько повышенными концентрациями метана и его производных, образование которых связано с жизнедеятельностью анаэробных микроорганизмов.

В результате в водах первых от поверхности водоносных горизонтов потенциалзадающей становится уже не система кислорода,

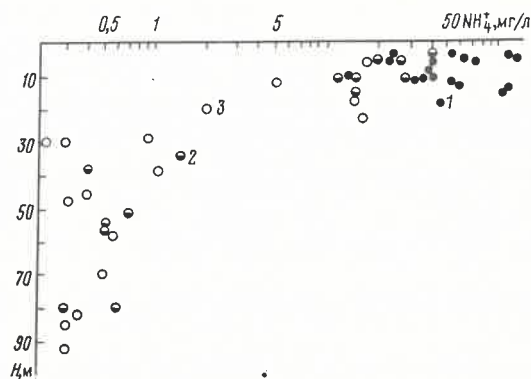


Рис. 2. Изменение содержаний аммония в подземных водах с увеличением глубины залегания водоносных комплексов:

окислительно-восстановительный потенциал вод, мВ:
1 — 50...100, 2 — 100...150, 3 — 150...200

а система железа, с помощью которой формируются низкие положительные значения E_h вод. Величины окислительно-восстановительного потенциала незагрязненных подземных вод, как правило, превышают 200 мВ, а в загрязненных водах варьируют от 180 до 60 мВ при изменении содержаний Fe^{2+} в диапазоне 0,3—8 мг/л. Железо (Fe^{2+}) не является ингредиентом удобрений и его появление в подземных водах обусловлено переходом в жидкую фазу из водовмещающих отложений в бескислородных условиях.

Чем большее воздействие испытывают подземные воды от поступления органических удобрений, тем большие концентрации железа переходят из пород в воду и, как следствие, меньшие значения E_h им свойственны. Поэтому загрязненные воды обладают более низкими величинами окислительно-восстановительного потенциала по сравнению с водами нижележащих горизонтов (рис. 2).

Таким образом, вследствие сельскохозяйственного загрязнения подземных вод формируется инверсия зональности их окислительно-восстановительных состояний, резко проявляющаяся в вертикальном разрезе и слабо — по площади распространения пластовых вод.

Причина слабой инверсии пластовой зональности окислительно-восстановительных состояний подземных вод заключается в том, что в артезианских бассейнах в направлении от области питания к области транзита горизонтов смена кислородных вод с высокими значениями E_h бескислородными водами с низкими значениями потенциала — явление постоянное, обычное [1]. Воды области питания $D_{3ys}-tt$ и $D_{3kp}-s$ комплексов — преимущественно бескислородные, а их окислительно-восстановительные потенциалы отличаются даже несколько меньшими величинами по сравнению с водами области транзита.

Рассмотренная инверсия окислительно-

2. Химический состав загрязненных подземных вод карстового района Литвы

Показатели	Местоположение водопункта, его тип и номер, индекс горизонта							
	D ₃ комплекс, X [2, 3]	Юодялай, скв. 1830, g III n m ₃	Киркилай, скв. 1836, g III n m ₃	Киркилай, колодец, D ₃ y s - t t	Свилай, скв. 1389, D ₃ t t	Ужушилай, скв. 1500, D ₃ t t	Свилай, скв. 1388, D ₃ k p - s	Гейжюнай, скв. 1384, D ₃ k p - s
Eh, мВ	Нет опре- делений	< 100	< 100	330	150	150	120	145
pH	7,5	6,8	7,4	6,9	7,6	7,6	7,8	7,0
NH ₄ ⁺	0,4	120	150	< 0,1	30	100	45	60
Na ⁺ + K ⁺	27	25 + 10	10 + 5	45	9 + 5	8 + 5	11 + 4	10 + 4
Ca ²⁺	61	30	24	154	30	31	22	41
Mg ²⁺	27	46	21	64	31	28	31	20
Fe ²⁺	—	Нет опре- делений	Нет опре- делений	0,1	0,4	1,5	Нет опре- делений	Нет опре- делений
HCO ₃ ⁻	329	193	159	410	254	209	232	107
Cl ⁻	12	47	6	135	5	15	5	13
SO ₄ ²⁻	32	18	13	101	8	20	4	97
NO ₃ ⁻	—	2	1	180	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5
NO ₂ ⁻	—	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01
H ₂ PO ₄ ⁻	—	0,03	0,015	< 0,01	0,04	0,01	0,04	0,04
Mn	0,054	0,07	Нет опре- делений	0,05	0,04	0,01	0,08	< 0,01
Cu	0,002	0,0146	«	0,0058	0,0127	0,0143	0,0908	0,0032
Zn	0,08	0,0737	«	0,105	0,0435	0,0053	0,0964	0,0178
Pb	0,0034	0,0052	«	0,0018	0,0024	0,0041	0,0083	0,0009
Cd	—	< 0,0001	«	< 0,0001	< 0,0001	< 0,0001	< 0,0001	< 0,0001
F	0,675	< 0,05	0,06	< 0,05	0,45	0,64	0,31	0,56
Минера- лизация, мг/л	352	489	408	1063	392	436	365	354
Состав воды	HCO ₃ — Ca—Mg	HCO ₃ — NH ₄	HCO ₃ — NH ₄	HCO ₃ — Ca—Mg	HCO ₃ — Mg—NH ₄	HCO ₃ — NH ₄ —Mg	HCO ₃ — NH ₄ —Mg	SO ₄ — HCO ₃ — NH ₄ —Ca

восстановительной зональности подземных вод, имеющая техногенную природу, по существу, отражает новое гидрогеохимическое явление, следствием которого служит формирование химического состава вод, отличного от их состава в естественных уловиях.

Особенности химического состава загрязненных подземных вод. В соответствии с выделенными основными геохимическими типами загрязненных подземных вод [8] воды карстового района Литвы по своим значениям Eh и pH преимущественно относятся к типу окислительно-восстановительного потенциала. Геохимические условия таких вод благоприятны для миграции в устойчивых водорастворенных формах элементов с низшими степенями окисления. Среди них наиболее высокими концентрациями (превышающими ПДК) обычно обладают Fe²⁺, Mn²⁺, NH₄⁺.

Как известно, основными ингредиентами сельскохозяйственного загрязнения служат соединения азота, из которых доминируют нитраты, нитриты, аммоний, а также орто-

полифосфаты и калий. Значения окислительно-восстановительного потенциала менее 200 мВ, свойственные изучаемым водам при окислительно-восстановительной реакции, определяют термодинамическую и биохимическую устойчивость аммонийных ионов [7], благодаря чему они преобладают среди соединений азота.

Следует подчеркнуть, что существуют резкие различия в концентрациях контантинатов — соединений азота в водах, вскрытых колодцами, наблюдательными, эксплуатационными скважинами. Эти различия объясняются несколькими причинами. Так, в водах колодцев, расположенных зачастую в непосредственной близости от источников загрязнений или даже в их пределах, открытая водная поверхность обуславливает их контакт с атмосферным воздухом, а потому для вод характерны высокие значения Eh и аэробный характер среды. В таких условиях развиваются нитрифицирующие бактерии, продуцирующие нитраты. Именно поэтому в водах колодцев среди форм азота преобладает ион NO₃⁻, концентрации которого до-

стигают сотен мг/л, но в данном случае нитраты не могут служить доминирующим показателем загрязнения, поскольку для вод района исследований не свойственны высокие значения окислительно-восстановительного потенциала.

Максимальные концентрации NH_4^+ , достигающие на отдельных участках загрязнения уровня 120—150 мг/л, обнаружены в безнапорных подземных водах четвертичных отложений, вскрытых наблюдательными скважинами. С увеличением глубины залегания девонских водоносных горизонтов происходит снижение концентраций аммонийного иона (см. рис. 2, табл. 2).

Результаты анализов, приведенные в табл. 2, свидетельствуют также о том, что в загрязненных пресных водах основным катионом может стать ион аммония и, следовательно, одним из геохимических последствий сельскохозяйственного загрязнения подземных вод карстового района Литвы будет формирование гидрокарбонатных аммонийных вод. Вероятно, эти воды формируются на локальных, наиболее загрязненных участках территории, т.к. в водах эксплуатационных скважин, опробованных по всей площади района, максимальные концентрации NH_4^+ не превышают первых мг/л.

Сопоставление результатов статистической оценки химического состава пресных подземных вод верхнедевонских горизонтов Литвы, приведенных в работе [2], и результатов исследований загрязненных питьевых вод тех же горизонтов в пределах карстового района (по данным опробования эксплуатационных скважин), выполненных авторами статьи, показало, что уровень среднеарифметических содержаний аммония в загрязненных водах в несколько раз превышает уровень средних концентраций компонента в незагрязненных подземных водах. Действительно, $\bar{X}_{\text{NH}_4^+}$ в водах $\text{D}_{3\text{ys}}-tt$ комплекса составляет 2,59 мг/л ($n = 59$; $S = 4,0$; $\bar{X}_{\text{NH}_4^+}$ в водах $\text{D}_{3\text{kr}}-s$ комплекса составляет 1,76 мг/л ($n = 55$; $S = 2,15$), тогда как по данным [2] величина $\bar{X}_{\text{NH}_4^+}$ пресных подземных вод D_3 комплексов равна 0,4 мг/л.

Повышенные содержания иона аммония в питьевых водах отрицательно влияют на экологию и несут угрозу для здоровья человека. Напомним, что ПДК NH_4^+ в питьевых водах стран Европейского экономического сообщества ограничена 0,5 мг/л.

Концентрации ортофосфатов в подземных водах карстового района в основном варьируют в пределах долей мг/л, что согласуется, по литературным данным, с содержаниями фосфатов в подземных водах [10].

Содержания ряда микроэлементов, изученных нами в загрязненных подземных водах (см. табл. 2), намного ниже уровня их

ПДК для питьевых вод и в целом соответствуют фоновым концентрациям, установленным для пресных подземных вод Литвы [3]. Обращает на себя внимание лишь несколько более высокие содержания меди в водах по сравнению с фоном элемента.

Таким образом, можно сделать следующие выводы.

1. В результате сельскохозяйственной деятельности на территории карстового района Литвы наблюдается снижение величины окислительно-восстановительного потенциала подземных вод горизонтов четвертичных и верхнедевонских отложений. При этом формируется вертикальная инверсия зональности окислительно-восстановительных состояний.

2. Основным контaminантом является ион NH_4^+ , максимальные концентрации которого на локальных участках наиболее интенсивного загрязнения в водах достигают десятков и даже сотен мг/л. В результате формируются воды гидрокарбонатного аммонийного химического состава. В региональном плане содержание иона NH_4^+ в водах района исследований достигает первых мг/л, что несет угрозу качеству питьевых вод.

Авторы благодарят А.Климаса за плодотворное обсуждение рукописи статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Закутин В.П., Щека В.А. Окислительно-восстановительные состояния подземных вод. — М.: ВИЭМС, 1985.
2. Йодказис В.И., Палтанавичус Ю.П. Вопросы использования и охраны подземных вод Южной Прибалтики. — Вильнюс: Минтис, 1971.
3. Климас А.И. Микроэлементы в пресных подземных водах Литвы // Геохимия. 1988. № 3. С. 367—375.
4. Климас А.И., Палтанавичус Ю.П. Постановка гидрогеологических исследований качества карстовых вод в Северной Литве // Методы исследований загрязнения подземных вод Прибалтики. Вильнюс, 1981. С. 52—54.
5. Климас А.И., Паукиштис Б.П. Организация литомониторинга в карстовом районе Северной Литвы // Инженерная геология. 1990. № 4. С. 75—80.
6. Крайнов С.Р., Закутин В.П., Кладовицков В.Н., Мелькановицкая С.Г. Методические рекомендации по геохимическому изучению загрязнения подземных вод. — М.: ВСЕГИНГЕО, 1991.
7. Крайнов С.Р., Закутин В.П., Соломин Г.А. Соединения азота в подземных водах хозяйственно-питьевого назначения. — М.: ВИЭМС, 1989.
8. Крайнов С.Р., Фогт Г.Ю., Закутин В.П. Геохимические и экологические последствия изменений химического состава подземных вод под влиянием загрязняющих веществ // Геохимия. 1991. № 2. С. 169—182.
9. Резников А.А., Муликовская Е.Н., Соколов И.Ю. Методы химического анализа природных вод. — М.: Недра, 1970.
10. Driesher E., Gelbrecht J. Phosphat im intorirdischen wasser // Mittlung zum vorkommen von phsphat im grudwasseroine Litiraturudersicht. Acta hydrophys. 1988. Bd. 34, 4 P. 213—235.

Принята редколлегией 31 августа 1992 г.

Геохимические особенности и возраст рассолов Волго-Уральского бассейна

В. Г. ПОПОВ (Новочеркасский гос. тех. у-т)

Результаты региональных гидрогеохимических исследований, обобщенных в работе [3], свидетельствуют о повсеместном развитии в осадочном чехле древних (дорифейских) платформ весьма крепких (M до 400 г/дм^3 и более) рассолов, генетически связанных с твердой и жидкой фазами палеозойского (от нижнекембрийского до верхнепермского) галогенеза. Такие своеобразные жидкие руды, обогащенные рядом галофильных элементов и редких щелочных металлов, представляют большой интерес как сырье для химической промышленности. Вместе с тем, выяснение условий формирования и происхождения их — одна из важнейших теоретических проблем современной генетической гидрогеохимии.

Волго-Уральский седиментационный бассейн принадлежит к числу наиболее крупных гидрогеологических структур Русской плиты. Это одна из главных нефтегазоносных провинций России, служащая своеобразным полигоном, по которому обсуждались различные гипотезы и концепции, апробировались новые методические приемы, устанавливались важнейшие закономерности, используемые в дальнейшем для решения комплекса геолого-гидрогеологических задач и в других регионах страны.

Архей-раннепротерозойский фундамент бассейна залегает на глубине от 1 км на сводовых поднятиях (Татарское, Токмовское, Жигулевско-Пугачевское и др.) до 8 км и более в тектонических депрессиях (Верхнекамская, Серноводско-Абдулинская, Предуральская и др.). В строении чехла участвуют позднепротерозойские и фанерозойские отложения. Основную роль в разрезе на большей части территории играют породы палеозоя, преимущественно карбонатные, в меньшей степени терригенные и галогенные осадки общей мощностью около 2 км. Существенно терригенный глинистый состав имеют полифациальные толщи верхней перми, а также отдельные стратиграфические подразделения карбона и девона. Хемогенные осадки, как показатели палеобассейнов рассольного типа, встречаются на различных уровнях разреза бассейна (франский и фаменский ярусы верхнего девона, визейский и московский ярусы среднего кар-

бона, гжельский ярус верхнего карбона). Однако особенно широко галогенез проявился в ранне- и отчасти позднепермскую эпохи, когда господствовали гипсово-галитовая, а временами сильвинит-карналлитовая седиментации. Мощность кунгурских хемогенных пород на юге предуральского прогиба достигает 1,5—2 км, а казанских в центральной части Бузулукской впадины — 0,2 км.

Генетически связанные с пермскими галогенными формациями хлоридные рассолы подразделяются на подсолевые, внутрисолевые и надсолевые. В геохимическом отношении выделяется три основных типа: 1) натриевый с M 36—320 г/дм^3 , 2) магниевый, натриево-магниевый с M 230—400 г/дм^3 и 3) натриево-кальциевый, кальциево-натриевый с M 200—330 г/дм^3 .

К хлоридному натриевому типу относятся надсолевые и частично подсолевые рассолы, залегающие на глубине от 0,2 до 1,5 км. Отличительными чертами их являются: низкая метаморфизация (rNa/rCl 0,9—1), обедненность бромом (менее 0,3 г/дм^3 , Cl/Br до 8000), высокая сульфатность ($rSO_4/100/rCl$ 1—10) и бороносность (до 300 $\text{мг B}_2\text{O}_3/\text{дм}^3$). Величина rMg/rCa 0,4—3,5. Концентрация калия обычно низкая (менее 0,1 г/дм^3), но в случае контакта с калийными солями может достигнуть нескольких граммов на кубический дециметр. Газовый состав этих типичных рассолов выщелачивания, гидрогеодинамических приуроченных к зоне затрудненной циркуляции, сероводородно-азотный и сероводородно-углекисло-метаново-азотный.

Хлоридные магниевые рассолы принадлежат к категории внутрисолевых. Они заполняют изолированные резервуары в пермских солях и вскрываются на глубине 0,4—1,1 км в Бузулукской и Соликамской впадинах. Такие уникально богатые Mg рассолы (до 80 г/дм^3) содержат также исключительно высокие концентрации Br (до 5,5 г/дм^3 , Cl/Br 42—78), K (до 42 г/дм^3), B (B_2O_3 до 2 г/дм^3) и других микроэлементов. Величина rNa/rCl изменяется от 0,12 до 0,6, $rSO_4/100/rCl$ 1,5—3. Содержание Cd 0,52—8,2 г/дм^3 (0,4—5,6 %), rMg/rCa 10—200. В газовой фазе преобладают азот

и метан, в небольших количествах присутствует сероводород (11—60 мг/дм³). Эти растворы являются слабоизмененной маточной рапой, соответствующей завершающим стадиям пермского галогенеза (галитовой, эпсомитовой, карналлитовой). В связи с линзовидным залеганием коллекторов запасы хлормagneйных рассолов невелики.

Рассолы хлоркальциевого типа доминируют в осадочной толще региона, образуя выдержанную в пространстве гидрогеохимическую зону мощностью до 3 км и более, приуроченную к каменноугольным, девонским и венд-рифейским отложениям, находящимся в обстановке квазистационарного гидрогеодинамического режима. Им свойственна высокая метаморфизация (rNa/rCl 0,1—0,7, $CaCl_2$ до 50—80 %), низкая сульфатность ($rSO_4/100/rCl$ 0,02—0,7), обогащенность бромом (до 2,2 г/дм³) и редкими элементами, азотно-метановый и метановый газовый состав с высокими концентрациями гелия (до 8—10 см³/дм³). Коэффициент Cl/Br в них снижается до 160—75, а rMg/rCa до 0,05.

Проблема формирования подобных рассолов до сих пор не имеет однозначного решения. Для объяснения их генезиса, как известно, был выдвинут ряд гипотез — эндогенная (ювенильная), инфильтрационная (метеогенная) и седиментогенная (талассогенная). Каждая из них имеет как своих сторонников, так и противников среди гидрогеологов и гидрогеохимиков Волго-Уральской области.

Установлено, что эндогенный фактор не оказывает регионального влияния на формирование указанных вод. Об этом, в частности, свидетельствуют результаты исследования изотопного состава гелия флюидов осадочного чехла востока Русской плиты [5].

Достаточно широко развиты представления, согласно которым происхождение хлоркальциевых рассолов обусловлено выщелачиванием каменной соли инфильтрационными водами (или диффузионным переносом хлористого натрия из пермских галогенных пород) и последующими обменно-адсорбционными процессами между образующимися хлоридными натриевыми рассолами и терригенными породами.

Однако нашими экспериментальными исследованиями [7] доказано, что с погружением терригенных осадков из зоны гипергенеза в зону катагенеза, сопровождающимся их уплотнением и литификацией, обменно-адсорбционные свойства пород резко снижаются. Емкость поглощенного комплекса их на глубине свыше 1—1,5 км не превышает 5—10 ммоль/100 г, что обусловлено как структурными и минералогическими особенностями глинистой фракции осадков (преимущественно гидрослюды и хлорит),

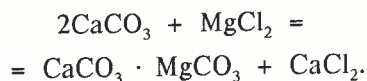
так и физико-химическими условиями зоны катагенеза (высокие температура и давление, кислая среда и др.).

Выполненная количественная оценка гидрогеохимического эффекта катионного обмена в глубоких горизонтах палеозоя и позднего протерозоя показала, что хлоридный натриевый рассол нельзя метаморфизовать более чем на 5 % Ca и получить при этом величину rNa/rCl менее 0,96.

Таким образом, обменно-адсорбционные явления в формировании хлоркальциевых рассолов региона играют незначительную роль, тем более если учесть ограниченное развитие терригенных пород в палеозое и весьма низкую адсорбционную активность карбонатных отложений, которыми сложено до 90 % палеозойского разреза.

Совокупности природных факторов наиболее полно, по нашему мнению, удовлетворяет литогенетическая концепция, связывающая образование хлоркальциевых рассолов с геохимической эволюцией вод седиментационных бассейнов минувших геологических эпох в ходе галогенеза и последующих процессов метаморфизации солеродной рапы на стадиях диа- и эпигенеза. Анализ литолого-гидрогеохимической обстановки Волго-Уральского седиментационного бассейна показал, что среди процессов метаморфизации ведущая роль принадлежит доломитизации карбонатных осадков палеозоя и позднего протерозоя, осуществляемой в режиме нисходящей миграции через них хлоридных магниевых маточных рассолов преимущественно пермских эвапоритовых палеобассейнов.

Термодинамический и кинетический анализ процесса доломитизации, выполненный С. Р. Крайновым с соавторами [2], свидетельствует, что интенсивность его увеличивается с ростом минерализации, температуры и величины rMg/rCa рассолов. Ими было также установлено, что доломитизация более сложный процесс, чем простой обмен по схеме Мариньяка.



Как оказалось, он проходит через последовательные стадии образования магниесодержащего кальцита, протодоломита и доломита, в различной степени обогащенного кальцитом. Важно отметить, что замещение магнием рассола кальция твердой фазы, ведущее к накоплению кальция в хлоридном растворе, обосновано экспериментальным путем [1, 10].

Существенное влияние на состав захороняющейся маточной рапы могут оказать процессы взаимодействия их с терригенными алюмосиликатными породами (альбити-

зация плагиоклазов, анальцимизация цеолитов и др.). Терригенные отложения палеозоя и докембрия Урало-Поволжья в ходе геологической истории под влиянием рассолов действительно, претерпели определенные постседиментационные преобразования, в первую очередь, разложение эндогенных алюмосиликатов с образованием ряда аутигенных минералов (гидрослюда, каолинит, альбит, хлорит и др.). Однако, учитывая ограниченную распространенность терригенных отложений в палеозое исследуемого региона, нет оснований придавать этим процессам ведущее значение в формировании хлоркальциевых рассолов.

Реакции замещения кальция твердой фазы карбонатов и алюмосиликатов Mg и Na рассолов энергетически выгодны. Причем, в связи с эквивалентным характером межфазовых взаимодействий и различными атомными массами Mg 24,31 и Na 22,99, с одной стороны, и Ca 40,08 — с другой, минерализация подвергающихся метаморфизации рассолов увеличивается от 450 г/дм³ (что соответствует силвинитовой стадии галогенеза) до 640 г/дм³. Именно с такой максимальной минерализацией и установлены рассолы в нижнем палеозое Восточно-Сибирской и Северо-Американской платформ.

Как известно, метасоматическая доломитизация известняков, альбитизация полевошпатовых пород относятся к категории обменно-абсорбционных явлений, протекающих во всем объеме твердой фазы, т. е. затрагивающих не только поверхность, но и структуру вещества в целом. В природных условиях они реализуются в масштабах геологического времени, поскольку протекают по внутридиффузионному механизму [10]. Поэтому не случайно, что величина Mg/Ca в рассолах закономерно снижается по мере увеличения их возраста. По данным [4], она составляет от 5 в современных рассолах до 0,8 — в рассолах мезозоя и 0,1 и менее — в рассолах палеозоя. Наиболее метаморфизованные натриево-кальциевые седиментогенно-эпигенетические рассолы Волго-Уральского бассейна, как уже указывалось, имеют величину магний-кальциевого коэффициента равную 0,05.

Таким образом, степень метаморфизации рассолов седиментационных бассейнов, сформировавшихся под влиянием обменно-абсорбционных процессов, — функция геологического времени; она может явиться критерием оценки абсолютного возраста рассольных вод.

Кинетико-геохимический метод определения возраста рассолов и соленых вод, основанный на изучении процесса замещения Na и Mg жидкой фазы Ca, поступающим из вмещающих пород, был разработан А. Н. Резниковым [8]. В качестве количественно-

го критерия используется катионный коэффициент:

$$\theta = rNa + rMg / rCa.$$

Расчетная формула возраста вод имеет следующий вид:

$$T_{\theta} = A_{\theta} \frac{\lg M_{\epsilon_r}}{\epsilon_b} \lg \frac{30}{\theta} 10^{\frac{1000}{T}},$$

где T_{θ} — возраст рассолов, млн лет; A_{θ} — поправочный коэффициент, величина которого увеличивается с ростом пластовой температуры (T° , K): 290 — 0,03; 310 — 0,05; 330 — 0,09; 350 — 0,13; 370 — 0,19; 390 — 0,25; 410 — 0,32; 430 — 0,40; 450 — 0,48; 470 — 0,56; M — минерализация рассолов, г/дм³; ϵ_r и ϵ_b — экспотенциальные геохронотерма и хронобарический градиент (ЭГХТ и ЭХБГ) — комплексные параметры, учитывающие особенности геотермической и барической истории водоносного комплекса [8]. Точность возрастных определений не выше $\pm 20\%$.

Результаты определения возраста рассолов Волго-Уральского бассейна приведены в таблице.

Учитывая характер вертикальной гидрогеохимической зональности осадочного чехла бассейна, выражающегося, в частности, в возрастании с глубиной метаморфизации рассолов (концентрации в них $CaCl_2$), целесообразно рассмотреть полученные возрастные оценки применительно к отдельным гидростратиграфическим подразделениям.

Позднепротерозойский (венд-рифейский) комплекс развит преимущественно в Предуралье, где залегает на глубине 1,8—4,5 км. Минерализация рассолов изменяется от 190 до 260 г/дм³, концентрация $CaCl_2$ достигает 40—51 %. Катионный коэффициент θ , варьирующий в пределах 1,1—2,2, определяет возраст рассолов в 234—330 млн лет при возрасте пород позднего протерозоя свыше 570 млн лет. Довольно высокая метаморфизация рассолов вместе с гидрогеохронологическими данными свидетельствуют о миграции флюидов из вышележащих толщ палеозоя.

Средне-верхнедевонская карбонатно-терригенная толща — основной нефтегазоносный комплекс бассейна. Кровля ее вскрывается на глубине от 1,5 до 4 км и более. Минерализация и метаморфизация рассолов в региональном плане испытывают значительные колебания (M 147—310 г/дм³, $CaCl_2$ 1—52,4 %). Соответственно величина θ изменяется от 0,9 до 32,3, а возраст рассолов — от первых десятков до 340 млн лет. Наиболее «молодые» рассолы, испытавшие сильное влияние инфильтрационных вод, встречены в пределах Токмовского, Камского, Татарского сводов, отдельных зон Предуральского прогиба и других структур. Здесь

Характеристика рассолов Волго-Уральского бассейна

Площадь, скважина	Комп-лекс (горизонт)	Воз-раст пород, млн лет	Глуби-на опробова-ния, м	Пластовые		ЭГХТ	ЭХБГ	М, г/дм ³	Катион-ный коэф-фици-ент θ	Поправоч-ный коэф-фициент $A\theta$	Воз-раст рассо-лов $T\theta$
				$T^{\circ}K$	P , МПа						
Бородулинская, опорная	PR ₂	620	2980	327	27,0	1,48	1,316	247	1,5	0,084	338
Ордебашская, 11	PR ₂	620	2001	310	22,9	1,29	1,25	261	2,3	0,05	234
Бавлинская, 2	PR ₂	620	2234	320	23,0	1,34	1,25	221	2,17	0,07	266
Шкаповская, 7	D ₂ ² g	380	1985	311	22,5	1,49	1,27	264	1,61	0,052	308
Голышурминская, 4	D ₂ ² g	380	1616	299	18,2	1,21	1,21	266	3,39	0,039	147
Туймазинская, 407	D ₃ ¹ psch	360	1680	304	17,3	1,26	1,20	266	2,67	0,044	229
Куединская, 14	D ₃ ¹ psch	360	2024	310	22,1	1,52	1,27	299	1,8	0,05	305
Байкибашевская, 5	D ₃ ¹ psch	360	1790	303	21,7	1,34	1,26	281	0,91	0,043	339
Кушкульская, 35	D ₃ ¹ psch	360	1674	301	17,6	1,25	1,20	310	1,23	0,041	311
Шакшинская, 5	D ₃ ¹ psch	360	2304	320	26,0	1,72	1,32	237	2,08	0,07	334
Чесноковская, 2	D ₃ ¹ psch	360	2213	316	24,0	1,66	1,29	259	2,25	0,062	315
Кинзебулатовская, 154	C ₁ ¹ t	340	2303	313	24,9	1,72	1,33	188	28,3	0,08	6,4
Яринская, 1	C ₁ ² b	330	1688	298	18,2	1,27	1,24	265	4,0	0,038	177
Чераульская, 8	C ₁ ² b	330	1320	298	14,8	0,99	1,19	237	4,76	0,038	137
Краснокамская, 1В	C ₁ ² b	330	1367	296	15,3	1,02	1,19	262	3,99	0,036	156
Арланская, 1	C ₁ ² b	330	1250	301	14,1	0,94	1,18	267	9,28	0,041	85
Белебеевская, 30	C ₁ ² b	330	1593	302	15,8	1,19	1,20	252	8,38	0,042	114
Глазовская, опорная	C ₁ ² b	330	1613	299	17,7	1,21	1,23	252	4,06	0,039	177
Полазненская, 2	C ₁ ² —C ₁ ²	320	1072	290	11,9	0,80	1,15	255	3,17	0,033	138
Байтуганская, 97	C ₂	320	785	293	7,5	0,59	1,09	83	16,7	0,033	22
Югомашская, 24	C ₂ ² k	310	930	292	10,5	0,70	1,14	235	9,7	0,032	61
Николоберезовская, 352	C ₂ ² k	310	1127	297	12,0	0,84	1,16	227	7,4	0,037	90

доля инфильтрационной составляющей достигает 70—80 %. В то же время рассолы, возраст которых 305—339 млн лет, тяготеют к южной части Пермско-Башкирского свода (Байкибашевская, Кушкульская, Уржумовская площади) и смежным с нею структурам Русской плиты (Куединская, Шакшинская, Чесноковская и др.).

Обычно же рассолы в отложениях среднего и раннего палеозоя имеют возраст 200—250 млн лет, т. е. ранняя пермь. Это дополнительное свидетельство в пользу ведущей роли раннепермского галогенеза в образовании рассолов хлоркальциевого типа.

Вверх по разрезу палеозоя по мере изменения гидрогеодинамических, гидрогеохимических и термобарических параметров наблюдается закономерное уменьшение возраста подземных вод. Так, если в нижнем карбоне он достигает 160—180 млн лет (θ 4,0—8,4), то в среднем карбоне обычно не превышает 60—90 млн лет (θ 7,4—16,7).

Несомненно, существенную роль в «омоложении» рассолов карбона сыграли процессы инфильтрации в послепермскую эпоху, когда был сформирован структурный план бассейна, близкий к современному.

Следует отметить, что возраст рассолов палеозоя и докембрия Волго-Уральского бассейна, рассчитанный по величине He/Ar [6], хорошо согласуется с приведенными выше определениями. Все это свидетельствует о том, что кинетико-геохимический метод дает вполне достоверные результаты при оценке возраста рассолов хлоркальциевого типа, образовавшихся в ходе обменно-абсорбционных взаимодействий с вмещающими их породами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Власова Н. К., Валяшко М. Г. Экспериментальное исследование по генезису хлоркальциевых рассолов // Материалы научного семинара по проблеме формирования хлоридных кальциево-натриевых вод. М.: ВСЕГИНГЕО, 1968. С. 121—125.

2. Геохимический анализ способности подземных вод седиментационных бассейнов к образованию доломита / С. Р. Крайнов, Е. В. Добровольский, Л. И. Матвеева и др. // *Геохимия*, 1986, № 9. С. 1285—1302.
3. Зайцев И. К. Гидрогеохимия СССР. — Л.: Недра, 1986.
4. Панченко А. С. Направленное изменение катионного состава рассолов соленосных отложений во времени // *Изв. вузов. Геология и разведка*. 1966, № 2. С. 103—105.
5. Поляк Б. Г., Толстихин И. Н., Якуцени В. П. Изотопный состав гелия и тепловой поток — геохимический и геофизический аспекты тектогенеза // *Геотектоника*. 1979. № 5. С. 3—23.
6. Попов В. Г. Гидрогеохимия и гидрогеодинамика Предуралья. — М.: Наука, 1985.
7. Попов В. Г., Абдрахманов Р. Ф., Тугуши И. Н. Обменно-адсорбционные процессы в подземной гидросфере. — Уфа, Изд-во БНЦ УО РАН, 1992.
8. Резников А. Н. Хронобаротермические условия размещения углеводородных скоплений // *Сов. геология*. 1982. № 6. С. 17—20.
9. Смирнов С. И. Происхождение солености подземных вод седиментационных бассейнов. — М.: Недра, 1979.
10. Шебеста А. А. Исследование процессов взаимодействия подземных вод с горными породами при высоких температурах (в связи с извлечением геотермальной энергии): Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук. Л., 1985.

Принята редколлегией 27 декабря 1993 г.

Дискуссии

УДК 553.2:553.3.068.5(063)

© Л. И. Четвериков, 1994

Теоретическая иерархическая модель генезиса геологических тел

Л. И. ЧЕТВЕРИКОВ (Воронежский госуниверситет)

Иерархическая модель строения геологических объектов широко используется в геологии в том числе и при поисках и разведке полезных ископаемых [2]. Сложнее дело обстоит с иерархическим моделированием генезиса этих объектов. Как правило, ограничиваются обобщенным представлением о генезисе в целом изучаемого геологического объекта. И редко, когда выделяют причины и условия возникновения в объекте элементов геологической неоднородности разных структурных уровней.

Не имея четкого представления об иерархической природе генезиса, часто путается значимость и роль отдельных генетических факторов в процессе образования геологического объекта. Принижается роль отдельных общих факторов, ответственных за образование геологического объекта в целом и нередко необоснованно придается большое значение тому или иному частному фактору, обусловившему возникновение в строении объекта отдельного его элемента геологической неоднородности.

Иерархическая модель генезиса позволяет систематизировать его изучение и упорядочить существующие представления о геологических объектах, тесно увязав эти представления с особенностями иерархического строения как конкретного геологического объекта, так и отдельного класса объектов. Кроме того, подобная модель позволяет решить ряд научных и практических вопросов на которых остановимся ниже.

В настоящее время делается попытка сформулировать теоретическую иерархическую модель генезиса применительно к породным геологическим телам обладающим иерархической структурой [1, 2].

Исключение составляют тела, имеющие не иерархическое однородное строение, явившееся следствием «одноактного» процесса генезиса, например, тела тектонических брекчий. К ним предлагаемая иерархическая модель не применима.

Теоретически проблему иерархической модели невозможно решить без обобщенного, достаточно абстрактного, т. е. формализованного взгляда на генезис геологических тел. Кратко его можно сформулировать следующим образом: образование геологического тела — результат взаимодействия *генетических процессов*, протекавших в *генетической среде*, в определенный промежуток времени вследствие направленного действия *генетических факторов*.

Генетическая среда рассматривается как область геологического пространства, в пределах которой происходило формирование геологических тел. Под *генетическими процессами* понимаются различные физические, химические и иные процессы, характерные для генетической среды, результатом которых явилось появление данного тела. *Генетические факторы* — это разные по природе причины, обусловившие возникновение и протекание генетических процессов в генетической среде, и тем самым пред-

определявшие образование геологических тел. Генетические факторы можно подразделить на внутренние и внешние. Внутренние факторы находятся в пределах генетической среды. В большинстве случаев они связаны со спецификой данной среды, ее строением, составом, проницаемостью, морфологией и даже с динамическим состоянием. Внешние — факторы, действие которых выходит за пределы генетической среды, например, климатические условия, источники сноса, привнос вещества и т. д.

Однозначного деления факторов на внутренние и внешние не существует. В зависимости от конкретных обстоятельств один и тот же фактор может выступать и в том, и в другом виде, например, как это имеет место с такими генетическими факторами как давление и температура.

В процессе образования геологического объекта указанные три компонента генезиса находятся в тесном взаимоотношении в рамках конкретного пространства, в определенный промежуток времени, образуя пространственно-временной генетический континуум или просто генетический континуум [8].

Обратимся теперь непосредственно к теоретической модели генезиса. Первоначально кратко сформулируем следующее исходное положение — *иерархическая структура породных геологических тел является следствием иерархической природы их генезиса*. Основываясь на нем, теоретическая иерархическая модель генезиса представляется следующим образом.

В течение времени генезиса на всем генетическом пространстве, охватывавшем образующееся геологическое тело и прилегающую к нему геологическую среду, действовал наиболее крупный (по времени и пространству) генетический континуум первого наиболее общего уровня. Образование геологического тела начиналось с момента возникновения данного генетического континуума и заканчивалось с прекращением его действия. Это генетический континуум, генетическая среда, процессы и факторы которых полностью охватывали как во времени, так и в пространстве образующееся геологическое тело.

На общем фоне генетического континуума первого уровня в разных частях генетического пространства возникли и проявили себя генетические континуумы второго уровня. В результате сформировались наиболее крупные элементы геологической неоднородности в строении геологического тела. Генетические континуумы второго уровня отличались друг от друга комплексом генетических факторов (состав, характер и интенсивность проявления), что и приводи-

ло к местным отклонениям в общем процессе генезиса.

Генетические континуумы второго уровня также не были полностью однородными в своем проявлении и состояли из еще более мелких третьего уровня, которые ответственны за образование еще более мелкой неоднородности в строении названных элементов геологической неоднородности. Подобные рассуждения можно продолжить выделив генетические континуумы четвертого уровня и т. д. Итак, возникает иерархическая модель генезиса, в которой генетический континуум первого уровня отвечает в целом за образование геологических тел; второго — за образование элементов геологической неоднородности на втором уровне строения геологических тел; третьего — за образование элементов геологической неоднородности третьего уровня и т. д. (табл. 1 и 2).

Конкретное число уровней генетических континуумов в иерархической модели зависит от сложности генезиса и масштаба геологического тела. В любом случае для породных геологических тел последним минимальным уровнем неоднородности их генезиса является генетические континуумы, отвечающие за образование отдельных минеральных зерен и агрегатов в конкретной точке геологического тела.

В процессе генезиса генетические континуумы разных уровней тесно связаны между собой. Рассматривая действия генетических континуумов различных уровней как все более мелкие локальные отложения, так сказать «завихрения», в общем течении процесса генезиса, можно провести аналогию между иерархией процесса генезиса геологического тела и турбулентным процессом с его каскадом все более мелких «вихрей», наблюдающихся например, в атмосферных процессах. По данной аналогии первоначально теоретическая иерархическая модель генезиса стала называться *каскадно-турбулентной моделью* [8, 9].

Таким образом теоретическая иерархическая модель генезиса геологических тел представляет собой иерархическую систему генетических континуумов, следствием проявления которой явилось возникновение иерархической структуры в строении данных геологических объектов.

Для полной ясности проиллюстрируем сказанное конкретным примером. Воспользуемся для этого наиболее хорошо известным генезисом соляных толщ. Упрощенно строение соляной толщи можно представить следующим образом: толща состоит из отдельных пачек слоев; пачка — из отдельных слоев солей или иных осадочных пород; слой — из отдельных слойков и так далее до отдельных минеральных зерен солей. Рас-

1. Общая схема соотношения иерархической модели строения и генезиса соляной толщи

Строение толщи				Генезис толщи		
Уровни строения	Элементы геологической неоднородности	Структура данного уровня	Уровни генезиса	Генетический континуум		
				Генетическая среда	Генетические процессы	Генетические факторы
I	Соляная толща в целом	На данном уровне отсутствует	I — толща в целом	Поверхность зоны опускания	Опускания земной коры, седиментации	Тектонический, климатический, наличие большой массы морской воды. Изолированность бассейна и др.
II	Отдельная пачка слоев солей и других пород	Слоистая толща	II — отдельная пачка	Часть или зона опускания в целом	Осадконакопления и др.	Периодичность поступления морской воды, глубина и морфология дна бассейна, химический состав рапы, климатический режим и др.
III	Отдельный слой соли или иной породы	Слоистая пачка	III — отдельный слой	Соляной пласт	Выпаривания, выпадения и отложения осадка	Климат в период образования слоя, состав рапы, вид и характер сносимого материала, характер сноса и др.

смотрим только первые три уровня в иерархической модели генезиса соляной толщи.

На первом иерархическом уровне генезиса генетический континуум которого контролировал весь процесс образования толщи, в роли генетической среды выступала дневная поверхность зоны прогиба земной коры с начала и до конца образования данного геологического тела. Генетическими процессами являлись: 1) тектонический последовательного опускания земной коры; 2) осаднения и отложения осадков; 3) гидродинамический поступления морской воды в бассейн; 4) другие глобальные долговременные.

Основными генетическими факторами на данном уровне выступали: 1) тектонический; 2) климатический; 3) достаточное количество морской воды определенного состава за пределами бассейна и возможность ее поступления в бассейн, а также факторы сноса. Все они оказываются внешними факторами. Наличие подобного генетического континуума определило появление соляной толщи в данном месте литосферы.

Присутствие в строении толщи различных пачек, слоев указывает на то, что процесс генезиса был неоднородным как во времени, так и в пространстве, если отдельные пачки сменяют друг друга по латерали. Понятно, что каждая такая пачка могла появиться только вследствие наличия своего особого генетического континуума. Особенности каждой пачки указывают на имевшиеся различия генетического континуума данного уровня. Генетической средой служила значительная часть поверхности зоны опускания. Ведущим генетическим процессом являлся процесс отложения

осадков. Качественно он имел свои особенности для каждой пачки в рамках ее генетического континуума. Особенности течения генетических процессов определились комплексом генетических факторов. Какие генетические факторы имели место и их роль в образовании конкретной пачки можно установить только после ее всестороннего изучения. В общем случае это были: 1) характер поступления морской воды в бассейн; 2) глубина и морфология дна бассейна; 3) химический состав рапы; 4) климатический режим в данный период; 5) особенности сноса твердых частиц и др.

Существование внутри пачек слоев разных пород однозначно говорит о существовании еще более мелкой неоднородности в генезисе соляной толщи. Каждый такой слой результат действия своего генетического континуума. Причем оказывалось достаточно изменить действия хотя бы одного генетического фактора, чтобы образовались разные слои. В Донбассе можно наблюдать два пласта каменной соли. Один сложен прозрачной, без каких-либо примесей «оптической каменной солью». Другой представлен каменной солью грязно-серого цвета с большой долей пелитовой примеси. Понятно, что образование первого пласта происходило очень медленно в исключительно стабильной обстановке; второго — относительно быстро и главное в динамичных условиях. В том и другом случае внутренним генетическим фактором оказывалось состояние рапы, иначе генетической среды, внешним — отсутствие или наличие достаточно сильно-го ветра. Для соляных пластов в качестве

2. Соотношение иерархической генетической модели с иерархией рудных геологических объектов и иерархией прогнозно-поисковых комплексов данных объектов

Модель генезиса		Модель строения			Прогнозно-поисковые комплексы (ППК)
Уровни	Генетические континуумы, формирующие	Уровни	Элементы геологической неоднородности (ЭГН)	Геологическая структура	
I	Рудный район	I	Рудный район как неделимое целое	Не рассматривается	Рудного района
II	Рудное поле	II	Рудное поле как целое	Рудного района	Рудного поля
	Другие нерудные ЭГН в составе рудного района		Другие ЭГН рудного района		Интереса не представляет
III	Рудопроявление	III	Рудопроявление как целое	Рудного поля	Рудопроявления
	Другие ЭГН в составе рудного поля		Другие ЭГН рудного поля		Интереса не представляет

генетической среды выступала рапа. Основными генетическими процессами были процессы выпаривания, выпадения и отложения кристалликов солей, а главными генетическими факторами являлись состояние и химический состав рапы и климатические факторы (наличие ветров, число солнечных дней и т. д.).

Рассмотрение иерархической модели генезиса соляной толщи, очевидно, можно продолжить и далее на уровень генетических континуумов отдельных слоев и еще глубже до уровня генетических континуумов агрегатов кристаллов солей. В виде общей схемы рассмотренная иерархическая модель генезиса соляной толщи приведена в табл. 1.

В процессе генезиса геологического тела генетические континуумы разных уровней взаимосвязаны и образуют единую иерархическую генетическую систему. Например, появление уникального пласта *оптической каменной соли* могло произойти только при соответствующей реализации генетических континуумов всех уровней. Очень важная деталь — когда данная связь односторонняя. Наличие генетического континуума высокого уровня предопределяет возможность проявления в процессе генезиса генетического континуума следующего, более низкого уровня. Обратное невозможно [9], т. е. наличие какого-либо локального генетического фактора не может обусловить появление более общего генетического фактора. Например, как в случае с генезисом соляной толщи, наличие или отсутствие ветра не может обусловить появление мелководного бассейна. Однако, если таковой возник в результате действия глобальных факторов, то наличие или отсутствие ветра сыграет свою роль при образовании конкретного пласта в составе толщи.

Хорошо известны случаи, когда формирование геологического тела проходило в два

и более этапа. В том же случае с соляной толщей за рассмотренным седиментационным этапом мог последовать и тектонический этап, в результате которого существенно изменялось строение соляной толщи. Сюда же относится, например, осадочно-гидротермально-метаморфический генезис некоторых рудных объектов.

Как изменяется иерархическое строение геологического тела на каждом этапе его формирования и что определяет иерархическую структуру генезиса этапа? При такой постановке вопроса не имеет особого значения специфика отдельных этапов и даже их последовательность. Главное, что они протекали в границах одного генетического пространства. Поэтому возникшее на первом этапе *промежуточное геологическое тело* выступало на следующем этапе в роли *генетической среды* и т. д. Это приводило к тому, что иерархия строения промежуточного геологического тела определяла иерархию последующего этапа генезиса. В результате иерархия генетического континуума на отдельных этапах генезиса геологического тела не изменялась. Понятно, что не каждый этап генезиса имел свои генетические факторы и природу генетических процессов. Вместе с тем масштаб действия генетического континуума в пространстве (но не во времени) и число уровней его в течение всего генезиса оставались постоянными и определялись иерархическим строением генетической среды, которое было задано на первом этапе при образовании первого промежуточного тела. Это повлекло за собой неизменность числа структурных уровней в строении у всех промежуточных тел на всех этапах [9]. При этом не имела значения продолжительность перерывов между этапами.

В таком случае, как отражался каждый этап в иерархическом строении геологического тела? После каждого этапа последовательно возрастало число и разнообразие

элементов геологической неоднородности в строении промежуточных тел. Так, например, в случае осадочно-гидротермально-метаморфического генезиса после гидротермального этапа наряду с элементами геологической неоднородности, сохранившими первоначальный осадочный облик, появились элементы смешанного и чисто гидротермального облика, число которых после метаморфического разнообразия соответственно еще больше возросло.

В этом случае количественный и качественный набор элементов геологической неоднородности в строении геологического тела во многом зависел от интенсивности и продолжительности того или иного этапа его генезиса.

В заключение остановимся на некоторых выводах, вытекающих из иерархической модели генезиса.

I. Применяемый сейчас метод локальных наблюдений [2] не дает возможности охватить целиком весь изучаемый объект и приходится довольствоваться, в известной мере, случайным набором фрагментов элементов геологической неоднородности [12]. В результате, например, один исследователь, наблюдая в подобной выборке такие элементы отчетливо осадочного облика, делает заключение о доминанте осадочного этапа генезиса перед остальными. В то время как другой, фиксируя элементы гидротермальной фактуры, отрицает вообще значение осадочного этапа, что традиционно ведет к бесконечным спорам в отношении генезиса геологических тел.

II. Особенности конкретного генетического континуума отражены в облике элементов геологической неоднородности. Решая обратную познавательную задачу можно говорить, что изучение конкретного элемента геологической неоднородности позволяет прийти к объективному суждению об его генезисе, т. е. о характере трех компонентов образовавшего его генетического континуума. Вместе с тем, экстраполяция полученных таким образом данных о генетических континуумах иных, более крупных уровней и тем более геологического объекта в целом является субъективной, совершенно необоснованной. Например, всестороннее изучение отдельного кристалла исландского шпата позволяет сделать объективное заключение о геометрии генетической среды (по морфологии кристалла), ее динамическом состоянии (по включениям морденита), характере протекания процесса кристаллизации (по особенностям внутреннего строения кристалла), температуре и химизму маточного раствора (по газовой жидким включениям), и т. д. Другими словами, это объективное заключение о генетическом континуу-

ме, образовавшем данный кристалл, но при этом подобная информация не дает права объективно судить о генезисе полости, в которой вырос этот кристалл, эволюции физико-химического состояния гидротермальных растворов в период образования шпатовой залежи, и тем более о природе данных растворов и причинах локальной концентрации пустот в трапповом покрове. Первое можно установить только при изучении в целом гнезда исландского шпата, а второе — только после изучения строения всей залежи и содержащего ее траппового покрова.

Все это заставляет скептически относиться к заключениям о генезисе геологического тела, основывающимся только на микроскопических исследованиях пород и руд и тем более, к суждениям которые делаются при наличии неоднотайпного генезиса.

Сказанное позволяет сформулировать простое правило, заключающееся в том, что представление в целом о генезисе какого-либо геологического объекта не может быть корректно интерпретировано на основе пусть даже очень детального изучения отдельного элемента геологической неоднородности. Здесь мы видим тривиальное правило, но на практике оно часто нарушается. Как справедливо замечает А. Н. Барышев, это и не корректные заключения о генезисе колчеданных тел, устанавливаемых по динамометаморфическим минеральным агрегатам; это и некорректные определения глубины залегания палеозон Бенюфа по соотношению калия и натрия в вулканитах (при корректных наблюдениях изменчивости таких соотношений на площадях, отстоящих на разные расстояния от сейсмофокальных зон), это и попытка однозначно определить геотектонический режим и геотектонический структурный элемент по петрологии без проведения должных реконструкций (хотя каждому режиму и геотектоническим зонам присущ свой петрологический профиль и т. д.).

III. При поисках полезных ископаемых используется следующая иерархическая цепочка геологических объектов: рудный район — рудное поле — рудопроявление [2, 3, 4, 6]. Если провести геологические границы, то данные объекты можно рассматривать как особого рода геологические тела [1], образующие определенную иерархическую систему. В процессе поисков в рамках этой системы решается задача геологического прогнозирования [8]*.

В основе геологического прогнозирования лежат геологические предпосылки**. Для каждого из членов названной иерархической цепочки они объединяются в прогноз-поисковые комплексы, образуется иерархический ряд таких комплексов [2, 3, 4, 6].

Геологические предпосылки выражают положительные (в отношении полезных ископаемых) черты района, поля и рудопоявления, которые являются следствиями специфик генезиса данных геологических образований. Таким образом, правомерность выделения иерархического ряда прогнозно-поисковых комплексов лежит в основе генетической иерархии рудного района, рудного поля и рудопоявления (см. табл. 2).

IV. Нередко при мелкомасштабных исследованиях фиксируются отдельные геологические предпосылки, относящиеся к более мелким объектам прогноза. Так, например, при региональных работах, нацеленных на выделение рудных районов, нередко фиксируются и предпосылки, относящиеся к прогнозно-поисковым комплексам рудного поля и даже рудопоявлений. С позиций иерархической модели генезиса использование данных геологических предпосылок для прогнозирования более крупных объектов вполне оправдано, так как реализация рудного поля невозможна без реализации рудного района. Обратное неправомерно, т. е. геологические предпосылки более крупного объекта нельзя использовать для прогноза более мелкого. Ведь реализация рудного района еще не означает, что в конкретном месте обязательно рассматривались возможности рудного поля или месторождения полезного ископаемого.

V. Теоретическая иерархическая модель генезиса геологического тела предполагает следующую схему анализа генезиса:

1. Первоначально на основе изучения геологического тела строится достаточно детальная иерархическая модель его строения. Она должна включать выделение и характеристику иерархических уровней строения, выделение и всестороннее описание всех типов элементов геологической неоднородности каждого уровня, взаимоотношение таких элементов одного уровня между собой, иначе характеристику структуры каждого уровня строения.

2. На основе иерархической модели строения геологического тела вначале устанавливается наличие или отсутствие этапов генезиса. И если они присутствуют, то определяется степень интенсивности проявле-

ния каждого отдельного этапа и его влияния на окончательное формирование геологического тела.

3. Затем можно установить иерархическую неоднородность генезиса, т. е. число и ранжировку уровней генетических континуумов.

4. Далее составляется обобщенный портрет (масштаб, среда, процессы, факторы) для генетического континуума каждого уровня неоднородности генезиса.

5. Детализируется генетический континуум разных элементов геологической неоднородности одного уровня в отношении их различий в генетической среде, процессах и факторах. Выясняется взаимоотношение между генетическими континуумами разных уровней.

6. Как окончательный результат — обобщенное выражение иерархической модели генезиса генетического континуума подобно представленной в табл. 1.

Конкретным примером такого анализа может служить анализ генезиса алмазоносных россыпей Урала [11].

Все это позволяет систематизировать изучение генезиса геологических объектов, иметь четкое представление об уровне наших знаний и таким образом избегать необоснованных, субъективных суждений о генезисе исследуемого геологического тела.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Геологические тела*. — М.: Недра, 1986.
2. *Каждан А. Б. Поиски и разведка месторождений полезных ископаемых (научные основы)*. — М.: Недра, 1984.
3. *Кривцов А. И., Нарсеев В. А.* Геологоразведочный процесс и прогнозно-поисковые комплексы // *Сов. геология*. 1983. № 1. С. 17—27.
4. *Козловский Е. А., Кривцов А. И.* Моделирование рудных месторождений (направления и задачи) // *Сов. геология*. 1988. № 3. С. 3—8.
5. *Недумов И. Б.* Прогнозирование и поиски рудометаллических и иных эндогенных месторождений // *Прогнозирование и оценка редкометаллических месторождений*. — М., 1989. С. 5—37.
6. *Орлов В. П.* Геологическое прогнозирование — М.: Недра, 1991.
7. *Шарапов И. П.* Логический анализ некоторых проблем. — М.: Недра, 1977.
8. *Четвериков Л. И.* Опыт системного анализа формирования тел полезных ископаемых // *Системные исследования в геологии*. — Владивосток, 1979. С. 70—76.
9. *Четвериков Л. И.* Логическая модель формирования тел полезных ископаемых // *Динамические модели физической химии*. — Новосибирск, 1981. С. 30—34.
10. *Четвериков Л. И.* Полезное ископаемое. Местоорождение и другие понятия // *Литогеологические исследования в геологии и геофизике*. — Новосибирск, 1986. С. 172—181.
11. *Четвериков Л. И., Набиуллин В. И.* Иерархическая модель формирования месторождений полезных ископаемых // *Изв. ВУЗов. Геология и разведка*. 1987. № 9. С. 73—80.
12. *Четвериков Л. И.* Проблема достоверности познания в геологии // *Сов. геология*. 1991. № 5. С. 70—76.

* В данном случае геологическое прогнозирование понимается исключительно как определение возможности наличия на изучаемой территории интересующего геологического объекта и при положительном решении выделение участка его возможного местонахождения.

** Под геологическими предпосылками здесь понимаются геологические (геохимические, геофизические и т. д.) факторы, указывающие на возможность наличия, но не обязательное присутствие конкретного геологического объекта.

Структурно-фациально-формационная модель Алдано-Становой геоструктуры

А.А.КУЗНЕЦОВ (ВСЕГЕИ)

Несмотря на сравнительно высокую степень изученности Алданского щита, до сих пор оставался неясным ряд ключевых моментов геологии и металлогении архея региона (инфраструктура, соотношение алданид и становид, причина уникальности металлогении и др.). Это в немалой степени связано с исчерпанием возможности гипотетических, по признанию исследователей, трактовок происхождения катархейских кристаллических пород, слагающих щиты, — супракрустальной (метавулканогенно-осадочной), метаморфо-метасоматической и инфракрустально-плутоногенной. В этой связи представлялся актуальным обобщающий анализ геолого-петрологических материалов по Алдано-Становому щиту в свете нового подхода к проблеме генезиса древнейших кристаллических пород, апробированного ранее на примере Анабарского щита как его ближайшего геолого-тектонического гомолога.

Согласно этому подходу [5—8; А.А.Кузнецов, 1987, 1990], кристаллические породы (гранулитовые, амфиболитовые и т.п.) представляют собой первичные более или менее высокотемпературные и высокобарические магматогенные, т.е. протокрустальные, расслоенно-стратиформные полифациальные (разноглубинные) производные внешней (на катархейское время) флюидно-расплавной оболочки, сформировавшей раннюю, или первичную, кору (протокору) Земли. Становление последней регулировалось особым механизмом автоколебательно-ритмично-направленного затвердевания расплава оболочки в специфической термодинамической обстановке позднепланетарной, или нуклеарной, стадии развития планеты.

Алдано-Становой щит подобно Анабарскому является выступом частично выведенной на земную поверхность и неплохо сохранившейся протокоры Земли. Слагающая его толща катархейских пород характеризуется расслоенно-стратиформной первичной структурой, упорядоченной разнопорядковой ритмичной текстурой разреза, гомодромностью мегаритмов* с последовательной сменой тугоплавких низкоплавкими кристаллическими породами от подошвы к кровле ритмов, а также валовым уменьшением основности, меланократовости, $T_{ликв}$, барофильности и полиминеральности пород от нижней к верхней части толщи. Комплекс названных и других основных структурно-вещественных (системных) признаков свидетельствует о том, что выполняющие Ал-

дано-Становой щит древнейшие кристаллические породы имеют протокрустальное происхождение, аналогичное генезису образований Анабарского щита.

Произведено районирование Алдано-Станового щита по системным признакам, воплощенное в виде структурно-фациальной карты кристаллического фундамента региона м-ба 1:1 500 000 (1988). На ее основе выявлены элементы существенно новой нуклеарно-протокрустальной зональности щита, что отражено в наличии краевой (внешней), периферической (промежуточной) и внутренней (центральной) дугообразно-концентрических структурно-фациальных зон (СФЗ). Ряд структурно-субфациальных (структурно-формационных) подзон (СФП) в пределах СФЗ выделен на карте также впервые или в новых границах (рисунок) по сравнению с предшествующими схемами районирования.

Анализ структурно-фациальной карты, представляющий собой, по сути, макет отсутствовавшей структурно-фациально-формационной модели Алдано-Станового щита, позволяет сделать важные шаги в решении многих проблем раннедокембрийской геологии вообще и геологии региона в частности. Так называемые «алданиды» и «становиды» на площади Становика — Джугджура (и Тукурингры) имеют вполне определенное геологическое положение. Во-первых, они объединяются в толщи, не менее чем двукратно повторяющиеся в сводном разрезе региона; во-вторых, участвуют в сложении мегаритмов, основание которых занято пироксеновыми ($\pm$ гранат) «гранулитами» («алданиды»), а средняя и верхняя части — «амфиболитами» ($\pm$ гранат), иными словами, «становидами» (олекмидами на площади Олекминского Становика); в-третьих, породы данных мегаритмов выполняют сменяющие друг друга по падению и простираению самостоятельные СФП и СФЗ. Поэтому ни одна из имеющихся точек зрения на пространственно-временные и генетические взаимоотношения алданид и становид (и олекмид) — становиды — это метаморфизованные и гранитизированные алданиды; становиды в качестве самостоятельных блоков разделяют глыбы более древних алданид, и становиды постепенно переходят в подстилающие их аналоги алданид, слагаю-

* Мегаритмы состоят из стратиграфических серий, или ритмосерий (по В.И.Шульдинеру, 1981).

туры и, следовательно, справедливы лишь частично. На примере предлагаемого усовершенствованного варианта структурно-вещественной модели Алдано-Станового щита в известной степени решается давний спор о том, какой стиль тектоники свойствен кристаллическим толщам раннего докембрия — линейный (моноклинальный) или нелинейный (складчатый и проч.)?

Именно наличием нуклеарно-протокрустальной зональности при огромном радиусе кривизны (порядка 400—500 км) внешнего ограничения нуклеарной геоструктуры Алдано-Станового щита обусловлены квази-прямолинейный структурный рисунок и кажущееся моноклинальное залегание толщ на сравнительно небольших расстояниях, а в действительности — криволинейный псевдоскладчатый рисунок с центриклинальным, падающим внутрь, залеганием ритмосерий наподобие «стопки блюдцев». Зональность вызвана регрессивной палеотемпературно-барической центростремительной анизотропией минерально-породных субфаций (протокрустальных геотформаций) в направлении от внешней СФЗ (реки Чара, Гилюй, Чогар) через промежуточную к центральной — Желтулино-Учурской в междуречье Тимптон — Алдан — Учур. В отличие от такого довольно простого характера зональности Алдано-Станового щита — фрагмента крупного асимметричного по амплитуде палеоподнятия протокры — инфраструктура каждой из трех СФЗ сложная, овально- и купольно-складчатая, пластически деформированная от изоклинально-складчатой до мелкоплойчатой.

В 60—70-е годы Т.В.Билибиной и позднее Б.Я.Хоревой [4] образования «курультино-гонамского комплекса» (кабактинская, сутамская ритмосерии и их аналоги) вдоль границы Алданского щита со Становой областью были отнесены к продуктам соответственно эклогитовой и плагиоэклогитовой фаций катархейского возраста. Д.С.Коржинский еще в 30-е годы идентифицировал «серогнейсовые» кристаллические толщи Становика (становиды) с фацией гранатовых амфиболитов, которую по глубинности становления он считал переходной от гранулитовой к эклогитовой.

Один из главных выводов нового подхода к структурно-вещественному районированию Алдано-Станового щита и генетическому моделированию слагающих его кристаллических пород, с учетом опыта изучения Анабарского щита, состоит в следующем: СФП краевой и периферической СФЗ Алдано-Станового щита принадлежат, по всей видимости, к производным верхних мегаритмов гранат-(плагио)пироксеновых и гранат-(плагио)амфиболовых (эклогит-серо-

гнейсовые) субфаций эклогитовой подоболочки (фации) протокры катархейского возраста. В противовес краевой и периферической внутренней СФЗ щита выполнена породами, относящимися к нижнему мегаритму перекрывающей ее гранулитовой подоболочки (фации) протокры.

Другой качественно новый вывод заключается в том, что фундамент западного, южного и восточного обрамлений Алданского щита (Токкинский и Олекминский Становик, Становик — Джугджур) древнее алданид, поскольку сложен более глубинными породами протокры. Считавшиеся до сих пор самыми глубинными по сравнению с породами алданской фации, т.е. собственно алданидами, породы чогарской и сутамской ритмосерий (фаций) искусственно вычленились из единого древнейшего (катархейского) разреза Становика — Джугджура. Становиды и олекмиды вместе с аналогами алданид в новом понимании представляют собой не что иное, как цельное кристаллическое основание Алдано-Станового щита, по мнению автора, выступающее в роли краевой и периферической СФЗ последнего. Это увязывается также с переходом к более глубинным образованиям в направлении алданская — сутамская — чогарская фации по мере возрастания степени эрозионного среза от Алданского нагорья к блоковому поднятию Джугджуро-Станового хребта, где на высокие абсолютные отметки перемещены максимально древние и глубинные породы протокры. Примечательно, что наклоны поверхностей сместителей Южно-Тукурингского и Станового линейментов, а также разломов, ограничивающих протокрабы в Чаро-Олекминском районе, по геофизическим данным [1, 9, 10 и др.], нередко конкордантны с предполагаемым нами падением толщ становид и олекмид под алданиды.

Следовательно, первоначально, в катархее, фундамент Алданского щита и Станового линейно-блокового поднятия был единым целым, принадлежал к протокры, поэтому используемое название региона Алдано-Становой щит впервые получает достаточно серьезное обоснование. Это позволяет границу Алданского щита проводить южнее, по Монголо-Охотскому глубинному разлому. Таким образом, в состав щита и соответственно фундамента Сибирской платформы необходимо включить весь фундамент Джугджуро-Становой области, которая ранее получила статус раннепротерозойского (или позднеархейского) складчатого обрамления Сибирской платформы, а затем краевой системы мезозойской тектономагматической активизации, каковой она теперь и является.

Нуклеарно-протокрустальная зональность Алдано-Станового щита существенно отличается по генетической природе и в незначительной степени по геометрическому рисунку (не говоря об ином положении границы щита и расширении его площади за счет появления краевой СФЗ и т.п.) от супракрустальной (или нуклеарной, по [3]) метаморфической зональности Алданского щита, намеченной А.А.Маракушевым еще в 1965 г. и базирующейся на метавулканогенно-осадочном регионально (или нуклеарно [3]) метаморфическом генезисе алданид.

Усовершенствованная геолого-петрологическая модель Алдано-Станового щита позволяет по-иному подойти к вопросу о происхождении древнейшего оруденения щитов, которое традиционно считалось регенерированно-метаморфогенным. В действительности это первичное сравнительно высокотемпературное пластово-стратиформное (итабириты, графит и др.) и относительно низкотемпературное жильно-метамагматогенное протопегматитовое, протоскарновое и протогидротермально-метасоматическое (мусковитовые пегматиты, железистые и флогопитовые «скарны», горный хрусталь, корунд) оруденение, генетически связанное с протокорой [5, 6, 7].

Впервые появляется возможность мотивированно объяснить уникальность минерализации Алдано-Станового региона как с точки зрения присущего ему набора рудных районов, так и высоких кларков типовых элементов (железо, медь, никель, кобальт, хром, углерод; алюминий и др.) в кристаллических породах СФЗ и СФП изначальной фемафильной геохимически-металлогенической специализацией протокорово-эклогитового глубинного вещества и «сквозной» унаследованностью «геохимического кода» субстрата раннедокембрийской протокры в течение всех эндогенных металлогенических эпох в регионе (AR₁, AR₂, PR₁, R и MZ).

На примере Алдано-Станового щита вырисовывается чрезвычайно интересная в УДК 550.8:528

прогнозно-металлогеническом отношении закономерность приуроченности железа, флогопита, горного хрусталя, графита архейского возраста к наиболее лейкократовым, щелочным, ультракислым и поздним протонинтрузивным и жильным производным, концентрирующимся в пределах куполов в прикровлевой части эклогитовой подоболички протокры, которым, по-видимому, отвечают [1] глубинные «воронки» разуплотненной, «сверханомальной», тектоносферы. Фанерозойскими аналогами отмеченных древнейших куполов служат редкометалльные купола в кровле гранитного слоя (парагенез интрузивных гранитных геоформационных тел) орогенных областей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абрамов В.А.* Глубинная модель мезозойских рудоносных структур Алданского щита // Сов. геология. 1990. № 5. С. 42—48.
2. *Бирюков В.М.* Высокобарические комплексы подвижных поясов. — М.: Наука, 1988.
3. *Добрецов Н.Л.* Глобальные петрологические процессы. — М.: Недра, 1981.
4. *Карта метаморфических и связанных с ними гранитоидных формаций территории СССР.* Масштаб 1:10 000 000 / Под ред. Б.Я.Хоревой. — Л.: ВСЕГЕИ, 1987.
5. *Кузнецов А.А.* О геологической природе раннедокембрийских образований (на примере Анабарского щита) // Докл. АН СССР. 1986. Т.290. № 5. С. 1179—1183.
6. *Кузнецов А.А.* О происхождении гранулированного слоя протокры Земли (на примере Анабарского щита) // Сов. геология. 1987. № 1. С.103—114.
7. *Кузнецов А.А.* Природа региональной гранитизации в раннедокембрийских кристаллических образованиях // Сов. геология. 1988. № 6. С. 71—80.
8. *Кузнецов А.А.* О структуре раннедокембрийских кристаллических толщ // Структурный анализ кристаллических комплексов. II Всесоюз. школа (тез. докл.). — М.: АН СССР, 1988. С. 9—10.
9. *Ранний докембрий Южной Якутии* / В.Л.Дук, В.И.Кицул, А.Ф.Петров и др. — М.: Наука, 1986.
10. *Эволюция раннедокембрийской литосферы Алдано-Олекмо-Станового региона* (структура, состав, процессы). — Л.: Наука, 1987.

Принята редколлегией 30 марта 1992 г.
© В.Ю.Забродин, 1993

О сокращении расконсервации недр

В. Д. МАЛАХОВ (КазИМС МГЮОН РК)

Все возрастающие техногенные нагрузки на основную составляющую геологической среды — верхнюю часть земной коры, обеспечиваются не только интенсивным хозяйственным освоением территории, в частности, строительством, горнодобывающей промышленностью, отходами промышленного и сельскохозяйственного производства, но и при проведении геологоразведочных работ, в первую очередь проходки поисковых, разведочных и картировочных горных выработок. По объемам последних геологоразведочное производство в странах СНГ вполне сравнимо с горнодобывающими, эксплуатирующими недра отраслями, а по поисково-разведочному бурению вероятно даже превосходит их. При этом, если местоположение и глубина эксплуатационных горных выработок должны быть достаточно строго определены проектными обоснованиями и ограничены положением в пространстве геологических структур, содержащих полезные ископаемые*, то при геологоразведочных работах уже при проектировании далеко не всегда соблюдается принцип оптимального размещения выработок и их минимально необходимой глубины с вскрытием. Вследствие этого в отдельных случаях при проведении работ в структурах, пластах, комплексах и горизонтах, не представляющих практической ценности в настоящее время в качестве объектов для извлечения полезных ископаемых, но представляющих интерес, возможно, в будущем, например, как подземные емкости для хранения нефти и газа, захоронения опасных для жизни отходов производства, источники комплексной добычи различных компонентов земной коры, хорошо защищенные от загрязнения хранилища пресных подземных вод, резервные для питьевого водоснабжения населения, месторождения промышленных вод с возможным высоким содержанием большого количества редких элементов и т. д.

Изложенные соображения позволяют конкретизировать отдельные геоэкологические направления в деятельности по охране недр и выделить из них одно, которое по

анalogии с употребляемыми в физической географии и биоэкологии терминами можно назвать проблемой сокращения расконсервации недр (сравните: «Сокращение расконсервации ландшафтов»). Эту задачу можно расшифровать как концепцию максимального сохранения от техногенного воздействия (вскрытия) не затронутых горными выработками площадей, геологических структур, глубоких горизонтов и других геологических формирований. В этом направлении наряду с известной идеей создания геологических заповедников, которая к стати далеко себя не исчерпала, представляет интерес разработка и внедрение в практику геологоразведочных работ методических требований и приемов по сокращению глубин и числа разведочных горных выработок.

Для конкретного примера обратимся к близкой автору практике гидрогеологических работ. В странах СНГ ежегодно бурятся десятки тысяч гидрогеологических и эксплуатационных на воду скважин. Из этого впечатляющего объема число только поисковых, разведочных и других скважин исследовательского гидрогеологического назначения составляет 15—20 тыс. в год, в т. ч. в Казахстане — около 2,5—3 тыс. (без мелких зондировочных и картировочных скважин). При этом размещение и число скважин на разведываемых месторождениях и эксплуатационных водозаборах определяется необходимостью обеспечения планового прироста эксплуатационных запасов подземных вод в зависимости от потребности объектов в воде и соответствующей производительности водозаборов, и в итоге дебитом отдельных скважин, а глубина их проектируется в зависимости от глубины залегания продуктивного водоносного горизонта или при большой его мощности в зависимости от длины рабочей части фильтра скважины. По обоим параметрам (число и глубина скважин) можно привести примеры, обеспечивающие обоснованное их уменьшение. Сокращения числа скважин на конкретном объекте можно добиться увеличением их дебита, который при прочих равных условиях определяется производительностью водоподъемных устройств. При разведке подземных вод в высоководобильных водоносных горизонтах предгорных равнин

* Проектные условия разработки месторождений на практике довольно часто нарушаются. Примеров этого имеется немало.

при создании опытных кустов с получения максимальных дебитов, близких к эксплуатационным понижениям от статического уровня и, как следствие, более достоверных гидрогеологических параметров водоносного пласта, обеспечивающих надежность оценки эксплуатационных запасов подземных вод, в последние 10—15 лет сложилась практика бурения в одной точке нескольких центральных скважин куста (2—4, а при ярусном опробовании водоносных комплексов большой мощности 4—8) с нагрузкой на каждую, исходя из производительности выпускаемых серийно электропогружных насосов (обычно до 50 л/с) и суммарным дебитом куста до 500—600 л/с. Аналогичная методика используется и при проектировании эксплуатационных кустовых водозаборов на таких участках и месторождениях подземных вод. В то же время гидрогеологические условия рассматриваемых районов зачастую позволяют обеспечить значительно большую производительность одной скважины (до 200—230 л/с) при незначительном изменении ее типовой конструкции и применении для опробования и эксплуатации мощных отечественных электропогружных насосов типа ЭЦВ-16-630, ЭЦВ-16-800 или близких по производительности скважинных насосов, достаточно широко используемых за рубежом. Соответственно число центральных скважин опытного куста можно уменьшить до 1—2, а централизованного водозабора — в 2—4 раза.

Вероятно, перспективным методом сокращения числа геологоразведочных горных

выработок является проектирование комплексного опробования в одной точке (скважине) и такие решения практикуются при многоцелевом назначении гидрогеологических скважин, например, поисково-картировочная — разведочная — режимная. Это направление несомненно имеет будущее при тесных рабочих связях между геологоразведочными организациями различной специализации и деловой координации межведомственных работ.

Достаточно известна и уже применяется в практике расчета водозаборов предложенная автором и уточненная зависимость производительности скважин от длины и диаметра рабочей части фильтра*. В итоге широкая реализация этого предложения позволит существенно уменьшить глубину разведочных и эксплуатационных скважин и соответственно глубину вскрытия месторождений и недр в целом.

Предложенные примеры далеко не исчерпывают имеющиеся возможности и только иллюстрируют перспективы их применения. В целом рассматриваемая концепция вероятно заслуживает внимания, поэтому проблема сокращения расконсервации недр путем определения оптимальной глубины поисков и разведки, жесткого ограничения глубин разведочных горных выработок, выполнения серьезного научного обоснования их конструкций и технологии сооружения в этом плане заслуживает специального рассмотрения.

Принята редколлегией 27 декабря 1993г.

* Тезисы докладов 27-го международного геологического конгресса. — М.: Наука, 1984. Т. IX. Ч. 2. С. 368—369.

CONTENTS

ENERGY RESOURCES

- Kabyshev B. P., Vakarchuk G. I.*
Classification of oil and gas stratigraphic fields 3
- Solovyov V. A., Ginsburg G. D., Duglas V. K., Krenston R., Lorenson T., Alekseyev I. A., Baranova N. S., Ivanova G. A., Kazazaev V. P., Lobkov V. A., Mashirov Yu. G., Natorkhin M. I., Obzhurov A. I., Titaev B. F.*
Gas hydrates of Okhotskoye sea 10
- Bershen Yu. S., Mudrenko V. M.*
Interrelation of crude oils and host rocks microelements 17

METALS AND NON-METALS

- Sirovinskaya S.V., Vedyayeva I.V.*
Stereometallogenic analysis of pyritic-polymetallic mineralisation of Altai by methods of mathematical logics 23
- Lurye A.M.*
On ore-generating potential of redstone formations 31
- Malyshonok Yu. V.*
Amphibole asbestos in sienite massifs 38

MARINE GEOLOGY

- Kogan A.L., Kots V.G., Guseva Yu.B., Dik G.G., Mirchink J.M.*
Transarctic seismic profile along a drift line of «North Pole 28» station 45

- Yubko V.N., Kazantsev R.A., Gubanov Yu.N., Rozov P.B.*
Occurrence of deepsea polymetallic sulfides on East Pacific Rise 51

GEOECOLOGY

- Zakutin V.P., Paukshtis B.P.*
Geochemical implications of agricultural pollution into underground waters of Lithuanian karst area 57

HYDROGEOLOGY

- Popov V.G.*
Geochemical features and age of Volgo-Ural basin brines 62

DISCUSSIONS

- Chetverikov L.I.*
A theoretical hierarchy model of geological bodies genesis 66
- Kuznetsov A.A.*
Structural-facial-formational model of Aldan-Stanovaya geostructure 72

EDITORIAL CORRESPONDENCE

- Malakhov V.D.*
On reduction of entrail disconservation 76