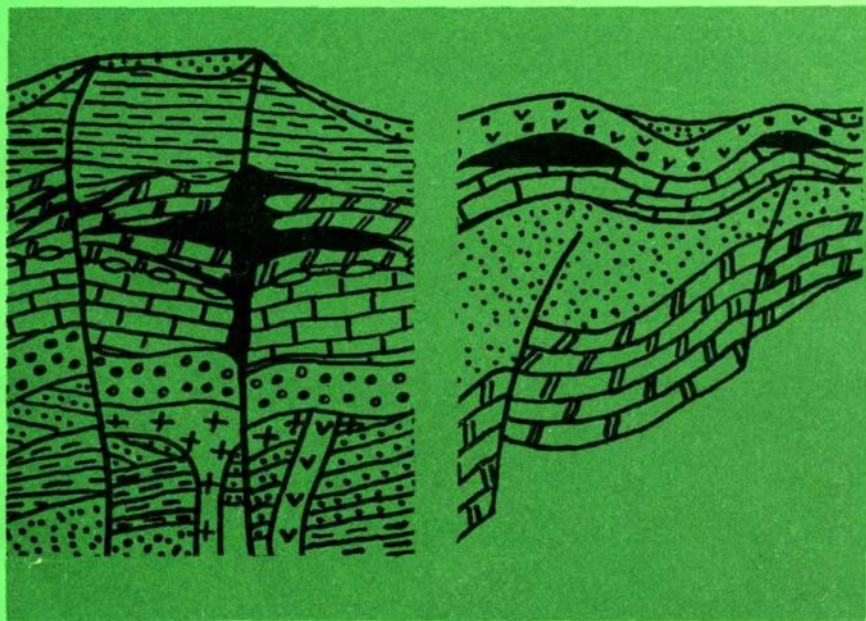


Литература  по геологии

«Наука»

Литогенез и рудообразование (критерии разграничения экзогенных и эндогенных процессов)





АКАДЕМИЯ НАУК СССР
МЕЖДУВЕДОМСТВЕННЫЙ ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ

Литогенез и рудообразование (критерии разграничения экзогенных и эндогенных процессов)

Ответственный редактор
доктор геол.-минерал. наук В.Н. ХОЛОДОВ



МОСКВА "НАУКА"
1989

Литогенез и рудообразование (критерии разграничения экзогенных и эндогенных процессов). - М.: Наука, 1989. - 269с. - ISBN 5-02-003185-2

В сборнике представлены материалы всесоюзного совещания "Литогенез и рудообразование"; в статьях рассматриваются вопросы генезиса свинцово-цинковых, медных, марганцевых стратиформных месторождений, а также происхождения металлоносных рассолов и новообразований глинистых минералов в корах выветривания и гидротермалитах. Основное внимание уделено роли эндогенных и экзогенных факторов в формировании стратиформных руд и окколорудных изменений.

Издание рассчитано на геологов широкого профиля.

Рецензенты Н.А.Лисицына, Л.М.Лебедев

Редактор Т.Б.Гришина

Л1804020000-158 305-89 кв.2
055(02)-89

© Издательство "Наука", 1989

ISBN 5-02-003185-2

ПРЕДИСЛОВИЕ

Проблема разграничения экзогенных и эндогенных рудных месторождений волнует исследователей со второй половины XVIII в., когда в лекциях проф. А.Г. Вернера впервые было предложено различать среди рудных скоплений "пласты", возникшие одновременно с вмещающей породой (Lager), и "жилы", образовавшиеся позднее (Gänge). При этом предполагалось, что первая группа рудных месторождений возникла чисто осадочным, "нептуническим" путем, тогда как образование второй группы связано с магматическими или вулканическими явлениями.

Позднее в трудах А.Бюра, В.Гроддека, А.Стельцнера, В.Эммонса, В.Линдгрена появилось предложение выделить группу месторождений, возникших вместе с той породой, в которой они залегают, и группу месторождений, образованных позднее, введенных в раннее существовавшие породы. Первые рудные скопления были названы сингенетическими, вторые - эпигенетическими. При этом рудовмещающие породы могли быть генетически совершенно различными образованиями, от осадочных до магматических.

Представление об эндогенных и экзогенных процессах возникло из осознания необходимости генетической классификации горных пород и рудных месторождений. Одним из первых исследователей, вступивших на этот путь, был К.Ван-Хайз [8], который выделил среди руд три класса, обусловленных: 1) процессом отложения осадков; 2) процессами извержениями и 3) метаморфическими явлениями, связанными с циркуляцией растворов.

В классификации рудных месторождений, разработанной впоследствии В.А. Обручевым [2], кажется впервые были использованы термины "эндогенный" и "экзогенный". Он предложил разделять месторождения руд на три генетические группы - глубинные (эндогенные), поверхностные (экзогенные) и измененные (метаморфогенные). Дальнейшее развитие идей В.А. Обручева [2] можно найти в трудах П.М. Татарина [4], который писал: "...процессы образования месторождений полезных ископаемых как и все геологические процессы могут быть разделены на эндогенные (внутри рожденные), протекающие за счет внутренней тепловой энергии земно-

го шара, и экзогенные (извне рожденные), связанные с внешней солнечной энергией, получаемой поверхностью земного шара" [4, с. 70].

В наиболее полной монографии В.И. Смирнова [3] также седиментогенные (поверхностные, гипергенные, экзогенные) месторождения полезных ископаемых в известной мере противопоставляются магматогенным (глубинным, гипогенным, эндогенным), причем первые рассматриваются как рождение геохимических процессов, охватывающих поверхностную и приповерхностную зону Земли, а вторые – глубинные части земной коры и более глубоких ее сфер.

В недавно изданном "Геологическом словаре" [1] экзогенные процессы определяются как вызванные внешними, по отношению к Земле, силами (энергией солнечной радиации, силой тяжести и деятельностью организмов); они противопоставляются эндогенным геологическим процессам, вызванным внутренними силами Земли (развитием вещества внутренних зон планеты, действием силы тяжести и силами вращения).

Возможно, что в кратком предисловии нам и не следовало бы давать эту справку, если бы не существовали иные представления об эндогенных и экзогенных явлениях, особенно распространенные среди зарубежных ученых. Так, например, А.Грабау [7] применил термины "экзо-" и "эндогенные" к классификации осадочных образований и все обломочные осадочные породы рассматривал как типичные экзогенные, тогда как хемогенные осадочные породы относил к эндогенным. Не менее неудачная попытка в этом отношении принадлежит Ж.Амштутцу [5, 6]. Среди свинцово-цинковых стратиформных месторождений этот исследователь предложил различать эндогенные, т.е. сформированные за счет материала, содержащегося в самой рудосодержащей породе, и экзогенные, возникшие в результате приноса "чуждого" материала из внешних источников.

В сборнике, предлагаемом вниманию читателей, термины "экзогенный" и "эндогенный" применяются в том самом широком смысле, в котором их употребляли такие выдающиеся советские ученые, как В.А.Обручев, П.М.Татаринов и В.И. Смирнов.

В крайних своих проявлениях экзогенные, или осадочные, и эндогенные, т.е. магматические месторождения, различаются довольно просто. Гораздо труднее разграничить экзогенное и эндогенное начало в группе стратиформных месторождений марганца, меди, свинца и цинка, в которых широко проявляется конвергенция признаков.

15–17 декабря 1986 г. секцией руд редких и цветных металлов Междуведомственного Литологического комитета в содружестве с Советом по рудообразованию АН СССР был проведен Всесоюзный семинар "Роль эндогенных и экзогенных факторов в формировании стратиформных руд и околорудных изменений" ("Литогенез и рудообразование") в г. Звенигород.

В работе совещания приняли участие ученые из 31 геологической организации АН СССР, Министерства высшего и среднего специального образования СССР, Министерства геологии СССР, Министерства нефтяной промышленности СССР, Министерства газовой промышленности СССР и ряда

других организаций; среди участников были представители Москвы, Ленинграда, Киева, Ташкента, Алма-Аты, Тбилиси, Иркутска, Читы, Новосибирска и ряда других городов Союза.

Задача совещания заключалась в том, чтобы альтернативно рассмотреть проблемы генезиса свинцово-цинковых, медных, марганцевых стратиформных месторождений, связанных с осадочными отложениями, а также всесторонне обсудить происхождение металлоносных рассолов и новообразований глинистых минералов в корах выветривания и гидротермалитах. По этой тематике было заслушано 13 пленарных докладов; кроме того, были обсуждены и рассмотрены 20 стендовых докладов, содержащих исключительно важный фактический материал.

Сборник, предлагаемый вниманию читателей, содержит текст заказных докладов Звенигородского совещания; подавляющее большинство из них широко и полно обсуждалось в прениях, что несомненно должно было принести пользу как выступавшим оппонентам, так и докладчикам. Оргкомитет совещания выражает надежду, что публикация этих материалов привлечет внимание геологической общественности и послужит на пользу развития советской науки.

Л и т е р а т у р а

1. Геологический словарь. М.: Недра, 1972. Т. 2. 456 с.
2. Обручев В.А. Рудные месторождения. Часть описательная. М.; Л.: Госиздат, 1929. 362 с.
3. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1976. 688 с.
4. Татарinov П.М. Условия образования месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. М.: ГОНТИ, 1955. 280 с.
5. Amstutz G.C. Syngensis and epigenesis in petrology and study of minerals deposits // Intern. Geol. Rev. 1959. Vol.3, N 2. P.20-68
6. Amstutz G.C. L'origine des gites mineraux concordants dans les roches sedimentaires. Chronique des Mines et de la Roch // Miners Centre etud. geol. et miners. 1960. 30 ann, N308. P.115-126.
7. Grabau A. Principles of stratigraphy. N.Y.. 1904. 296 p.
8. Van Hise C.R. A treatise on metamorphism. U.S. Geol. Survey, Monogr., Vol. 47. 1904. 268 p.

В.Н. Холодов

ПРОБЛЕМЫ ГИДРОГЕОЛОГИИ В СВЯЗИ С ЭКЗОГЕННЫМ
И ЭНДОГЕННЫМ СТРАТИФОРМНЫМ РУДОГЕНЕЗОМ

Вода является тем главным компонентом, который определяет всю специфику процессов рудообразования; формирование магматических, пегматитовых и карбонатитовых, скарновых и грейзеновых, гидротермальных и вулканогенно-осадочных, а также чисто осадочных месторождений осуществляется с прямым участием воды и поэтому геолого-геохимическая история гидросферы с точки зрения рудообразования представляет первостепенный интерес.

Под влиянием идей В.И. Вернадского [3], подтвержденных огромным фактическим материалом, стало принято различать свободную гидросферу, т.е. всю совокупность воды в прудах, реках, озерах, морях и океанах, а также подземную гидросферу - воду, заключенную в горных породах, слагающую "базальтовую", "гранитную" и "осадочную" оболочки планеты. Величина свободной гидросферы оценивается в $1,37 \cdot 10^{24}$ г, тогда как количество связанной воды достигает значения $0,8-0,9 \cdot 10^{24}$ г. Иначе говоря, вес связанной гидросферы составляет примерно треть веса свободной гидросферы. Таков современный баланс воды на Земле; именно его принято использовать для разграничения экзогенных и эндогенных полезных ископаемых.

Действительно, благодаря работам Н.М. Страхова, В.И. Смирнова, Л.В. Пустовалова, А.Г. Бетехтина, Г.И. Бушинского, Д.Г. Сапожникова, Г.И. Теодоровича, Л.Б. Рухина, М.Г. Валяшко и многих других исследователей стало очевидным, что экзогенные процессы рудообразования генетически связаны с водами свободной гидросферы. Сейчас уже не вызывает сомнения, что формирование многих пластовых залежей железных, марганцевых руд, бокситов, фосфоритов, углей, черных и горючих сланцев, а также многих россыпей и солей - эвапоритов в основном завершается на стадии седиментации, тогда как последующие диагенетические и катагенетические преобразования лишь дополняют этот главный этап, создавая незначительные и второстепенные детали рудогенеза.

В отличие от экзогенных эндогенные процессы генетически связаны с коровыми и мантийными явлениями; они отражают сложное геолого-геохи-

мическое развитие верхних оболочек планеты и таят в себе много противоречивого и таинственного.

Для того, чтобы представить себе поведение воды в верхних оболочках Земли, необходимо сначала оценить закономерности ее распределения. Эти закономерности были исследованы автором в ряде предшествующих работ совместно с чл.-корр. АН СССР П.П. Тимофеевым и канд. геол.-минерал. наук В.П. Зверевым [25-28] .

Основой для расчетов послужили те представления, которые возникли у геологов в последнее время благодаря обобщению многочисленных материалов глубоководного бурения с судна "Гломар Челленджер"; в соответствии с ними континенты слагаются "осадочной", "гранитной" и "базальтовой" оболочками, тогда как в пределах океанического блока "гранитная" оболочка заметно редуцируется. Полная количественная модель этих соотношений представлена в работах А.Б. Ронова и А.А. Ярошевского [21] , а также А.Б. Ронова [20] .

В результате наших исследований были изучены количественные взаимоотношения различных форм воды, пронизывающей верхние оболочки планеты; расчеты велись отдельно для свободной, физически и химически связанной воды (табл. I). При этом к свободным водам мы относили гравитационные воды и воды включений в минералах, к физически связанным — воды осмотического давления, поверхностного натяжения, воды, адсорбированные поверхностью глин и активными центрами. Наконец, химически связанные воды включали воду гидроксильных ионов (OH^-) или воду в виде оксония (H_3O^+), входящую в кристаллическую решетку.

При рассмотрении табл. I следует иметь в виду, что масса свободной гидросферы на нашей планете равна $1,37 \cdot 10^{24}$ г; очевидно, что количество связанной воды сравнительно мало уступает этой величине, колеблясь между $0,8-0,9 \cdot 10^{24}$ г. При этом очень важно подчеркнуть, что главными носителями связанной воды в коре несомненно являются "осадочный" и "базальтовый" типы. С первым связано $0,3 \cdot 10^{24}$ г воды, а со вторым — $0,26-0,37 \cdot 10^{24}$ г; существенно уступает им "гранитный" тип, заключающий в себе только $0,16 \cdot 10^{24}$ г.

Статическая картина, охарактеризованная в табл. I, существенно дополняется тем обстоятельством, что "осадочная" оболочка коры, в отличие от "гранитной" и "базальтовой", является ареной непрерывного и часто весьма интенсивного водообмена.

Действительно, глинистые, карбонатные или песчаные осадки, отлагаясь на дне конечных водоемов стока, существенно обводнены; перекрываясь последующими осадочными накоплениями, они уплотняются, отдают воду обратно в водоем или друг другу и нередко на значительных глубинах, при высоких температурах и давлениях становятся источниками рудосодержащих флюидов или растворов в результате дегидратации, связанной с новообразованием минералов [1, 2, 10, 16, 31-34, 35] . Большая роль таких литогенетических циклов видна хотя бы из следующих данных:

глинистые илы современных морей характеризуются пористостью в 80-85 %. На глубине 2-3 м от поверхности осадка пористость глин сокращается до 70-75 % [15], на глубине 1 км она становится равной 23-30 %, а на глубине 2 и 3 км - 8-18 % и 1,8-9 % соответственно [2, 9].

Т а б л и ц а I

Количество воды в земной коре

Тип коры	Слой (оболочка)	масса воды, 10^{23} г		
		химически связанной	свободной и физически связанной	всего
Континентальный	Осадочный платформы	0,17	0,48	0,65
	геосинклинали	0,39	0,33	0,72
	"Гранитный"	0,99	0,38	1,37
	"Базальтовый"	1,31	0,43	1,74
	В целом	2,86	1,62	4,48
Субконтинентальный	Осадочный	0,11	0,35	0,46
	"Гранитный"	0,21	0,08	0,29
	"Базальтовый"	0,35	0,11	0,46
	В целом	0,67	0,54	1,21
Океанический	Осадочный, I	0,09	0,56	0,65
	Вулканогенно-осадочный, II	0,21	0,35	0,56
	Базальтовый, III	0,34-1,47	0,07	0,41-1,54
	В целом	0,64-1,77	0,98	1,62-2,75
Земная кора в целом	Осадочный	0,97	2,07	3,04
	"Гранитный"	1,20	0,46	1,66
	"Базальтовый"	2,00-3,13	0,61	2,61-3,74
	в целом	4,17-5,30	3,14	7,31-8,44

При гидрослодизации майкопских глин Восточного Предкавказья 1 т глинистого материала становится источником 48 кг свободной воды; расчеты позволяют утверждать, что майкопские отложения этого региона за все время преобразований могли выделить до $1 \cdot 10^{12}$ т воды - величину, на один порядок меньшую общего количества воды в Каспийском море [1, 2].

Таким образом, в осадочный цикл вовлекаются огромные массы воды морей и океанов; эта вода связывается осадками, однако через определенный отрезок геологического времени она высвобождается и вновь пополняет запасы свободной гидросферы.

В табл. 2 сделана попытка оценить количество воды, выделившейся из осадочных пород и продуктов их метаморфизма за все время литогенетического обмена; детали расчетов подробно изложены нами ранее [25]. Из приведенных данных следует, что общее количество воды, прошедшей через процессы осадкообразования, примерно равно массе гидросферы, т.е. достигает величин $1,1 \cdot 3 - 1,9, 0 \cdot 10^{23}$ г. Иначе говоря, за геологически обозримое время вся масса современного Мирового океана могла быть "пропущена" сквозь осадочный цикл. К сказанному, однако, следует внести некоторую поправку: в наших подсчетах не учтено все то количество осадочного материала, что было полностью уничтожено процессами эрозии. По оценке Р.Гаррелса и Дж. Маккензи [5], общее количество смытого с континентов материала за 3,5-4 млрд. лет превышает массу сохранившегося в 5 раз; следовательно, осадочный круговорот вещества в геологической истории планеты должен был охватить массу воды, в пять раз превышающую современный Мировой океан.

Огромная интенсивность взаимодействия свободной гидросферы и осадочного процесса позволяет обсудить ряд важных проблем.

Прежде всего возникает мысль о том, каковы могут быть результаты активного взаимодействия вод и осадочных отложений на стадии катагенеза. Этой проблемы автору неоднократно приходилось касаться в ряде недавних публикаций [31-35].

Было показано, что существует, по крайней мере, три типа процесса взаимодействия: инфильтрационный, элизионный и гравитационно-рассольный.

Каждому типу взаимодействия отвечает своя эпигенетическая минералого-геохимическая зональность; ее образование представляет собой результат многих геохимических процессов, но чаще всего свидетельствует об интенсивном перераспределении рудных компонентов внутри стратисферы, которая несомненно сама представляет собой богатейший источник различных металлов [6, II, 18, 19, 30, 37, 38].

Каждому типу катагенетических преобразований отвечает своя группа эпигенетических месторождений. Так, например, с инфильтрационным катагенезом связано образование стратиформных урано-селено-ванадиево-рудиновых руд, а возможно также месторождений волконскоита, марипозита (Cr), залежей целестина (Sr), самородной серы и ряда других полезных ископаемых.

С элизионными системами и соответствующей зональностью связано, по видимому, образование скоплений нефти и газа, залежей сидеритов и родохрозитов, возможно некоторых колчеданно-полиметаллических месторождений.

Наконец, гравитационно-рассольные процессы и минералого-геохимическая зональность этого типа определяют формирование металлоносных растворов и некоторых свинцово-цинковых сульфидных месторождений.

Не вызывает сомнения, что триединство – рудообразующий процесс, месторождения полезного ископаемого и минералого-геохимическая зональность – есть неразрывное целое. Совместное изучение этой триады позволяет не только правильно организовать поиски и разведку месторождений, но и воссоздать сложное природное явление (рудотложение) на строгой научной основе.

Второй очень трудно решаемой проблемой является проблема генезиса ювенильных вод и оценки их роли в стратиформном рудогенезе.

Т а о л и ц а 2

Масса воды, выделяющейся из осадочных отложений и продуктов их метаморфизма, 10^{23} г

Осадочные породы	Химически связанной	Свободной и физически связанной	Всего
Континенты			
платформы	0,13	0,33-0,83	0,46-0,96
геосинклинали	0,35	1,43-2,51	1,78-2,86
Всего	0,48	1,76-3,34	2,24-3,82
Субконтиненты	0,10	0,46-0,76	0,56-0,88
Океаны	-	0,41	0,41
Метаморфизованные осадочные породы гранитной оболочки континентов			
до начала метаморфизма	1,16	6,04-11,39	7,20-12,55
на этапе метаморфизма	0,56	0,32-0,82	0,91-1,38
Всего	1,72	6,39-12,21	8,11-13,93
Всего	2,30	9,02-16,74	11,32-19,04

Главным источником ювенильных вод принято считать верхнюю мантию; полная масса водорода и кислорода, заключенных в мантии, при пересчете на H_2O дает цифру $2,6 \cdot 10^{25}$ г, что более чем на порядок превышает общую массу воды на Земле [4, 40, 41].

Дефицит летучих в составе горных пород, слагающих верхнюю часть коры [41], заставляет принять дегазацию мантии в качестве главного механизма формирования воды на Земле. При этом одни исследователи считают, что вода сформирована мантийными восходящими потоками летучих, независимых от магм [13], другие – утверждают, что вода наряду с другими выделяется из магм, внедряющихся в земную кору и дегазирующихся по мере падения давления [22], и, наконец, третьи – считают, что вода в составе мантийных флюидов перемещается к дневной поверхности по магматическим колоннам [9, 12].

Принято думать, что основная масса воды образуется за счет окисления водорода силикатами, окислами металлов [13] или газами в присутствии катализаторов [8].

Следует подчеркнуть, что роль собственно ювенильных вод в магматических процессах весьма невелика; взаимодействие магмы с вмещающими породами способствует обычно мобилизации из них различных по генезису и иногда даже фреатических вод, которые в процессе формирования магм легко смешиваются с ювенильными.

Долю ювенильных флюидов в водном балансе гидротермальных систем Д. Уайт [42], Х. Крейг и Дж. Лэптон [39] и В. М. Кононов [11] определяют не более 5–10%. Поскольку в этой оценке использовались новейшие данные изотопии, можно, по-видимому, полагать, что в процессах гидротермального рудообразования основное рудообразующее значение имеют не ювенильные, а возрожденные, метаморфогенные воды.

Суть третьей проблемы, тесно связанной с гидрогеологическими взаимоотношениями стратисферы и вод Мирового океана, заключается в вопросе: как меняется баланс между свободной и связанной гидросферой во времени и какие геологические последствия вызывает изменение этого равновесия?

Для того, чтобы подойти к решению этой проблемы, необходимы дополнительные данные и, в первую очередь, сведения о современном балансе вод в стратисфере; соответствующие подсчеты были нами опубликованы ранее [25, 26].

Как это показано в табл. 3, в современных осадочных явлениях поглощение воды оценивается величиной $7,52 \cdot 10^{15}$ г/год, тогда как ее выделение в целом равно $7,56 \cdot 10^{15}$ г/год; иначе говоря, создается впечатление, что свободная гидросфера уравновешена в настоящее время с гидросферой связанной. Однако эта картина обманчива; дело заключается в том, что в наших подсчетах поглощение воды осадками включает как природный, так и техногенный процессы.

Очевидно, что современное осадконакопление в Мировом океане достигло в последние годы апогея и, по данным А. П. Лисицына [14], твердый сток оценивается величиной 10,6 млрд. т/год. Следует подчеркнуть, что эта величина включает как естественную эрозию, так и эрозию почв, связанную с увеличением площади пахотных земель.

Детальнее оценить значение этих процессов можно, если учесть, что в 1880 г. площадь пахотных земель на континентальном блоке Земли равнялась всего 380 млн. га, а в 1960 г. она достигла величины 1320 млн. га. Интенсивность смыва распаханых земель в Индии достигает 37 т/га; в умеренном поясе США она составляет 10 т/га. Нетрудно вычислить, что общее количество взвеси, поступающей в Мировой океан за счет одних только распаханых почв, должно по минимальным оценкам достигать 14 млрд. т/год. Очевидно, что эта величина вполне соизмерима с вычисленной А. П. Лисицыным [14] поставкой взвеси в Мировой океан.

Т а б л и ц а 3

Составляющие ориентировочного баланса природных вод, участвующих
в современном осадочном процессе

Стадия осадочного процесса	Масса горных пород, г	Интенсивность водообмена, г/год·км ²			Количество воды, участвующей в осадочном процессе, г/год		
		гравитаци- онные воды	физически связанные воды	химически связанные воды	гравитаци- онной	физически связанной	химически связанной
Поверхностное выветривание	$0,1 \cdot 10^{21}$	$+0,6 \cdot 10^{15}$	-	$-0,8 \cdot 10^9$	$+47,0 \cdot 10^{18}$	-	$-0,05 \cdot 10^{15}$
Гипергенез	$0,3 \cdot 10^{24}$	$+0,08 \cdot 10^{12}$	-	$-0,6 \cdot 10^6$	$+10,1 \cdot 10^{18}$	-	$-0,07 \cdot 10^{15}$
Перенос поверхностными водами в океане	$0,02 \cdot 10^{18}$	$+1,2 \cdot 10^{18}$	-	-	$+44,7 \cdot 10^{18}$	-	-
	$1,4 \cdot 10^{18}$	$+4,9 \cdot 10^{18}$	-	-	$+1,34 \cdot 10^{21}$	-	-
Седиментация морская	$20,4 \cdot 10^{15}$	-	$-0,6 \cdot 10^{15}$	-	-	$-6,5 \cdot 10^{15}$	-
	$2,0 \cdot 10^{15}$	-	$-0,7 \cdot 10^{15}$	-	-	$-0,9 \cdot 10^{15}$	-
Диagenез морской	$12,8 \cdot 10^{21}$	-	$+0,3 \cdot 10^9$	$-0,04 \cdot 10^6$	-	$+1,9 \cdot 10^{15}$	$-2,7 \cdot 10^{12}$
	$190 \cdot 10^{21}$	-	$+0,004 \cdot 10^9$	$-0,04 \cdot 10^6$	-	$+0,4 \cdot 10^{15}$	$-5,11 \cdot 10^{12}$
Катагенез платформы	$0,7 \cdot 10^{24}$	$+3,8 \cdot 10^6$	$+1,9 \cdot 10^6$	-	$+0,5 \cdot 10^{15}$	$+0,5 \cdot 10^{15}$	-
	$0,5 \cdot 10^{24}$	$+63,7 \cdot 10^6$	$+7,1 \cdot 10^6$	-	$+9,3 \cdot 10^{15}$	$+1,4 \cdot 10^{15}$	-
Метагенез платформы	$1,1 \cdot 10^{24}$	$+0,05 \cdot 10^6$	$+0,5 \cdot 10^6$	$+0,3 \cdot 10^6$	$+16,5 \cdot 10^{12}$	$+0,6 \cdot 10^{12}$	$+0,3 \cdot 10^{15}$
		$+0,1 \cdot 10^6$	$+1,3 \cdot 10^6$	$+0,7 \cdot 10^6$			
Метаморфизм	$4,3 \cdot 10^{24}$	-	$+0,001 \cdot 10^6$	$+0,25 \cdot 10^6$	-	$+20,6 \cdot 10^{12}$	$+40,7 \cdot 10^{12}$

П р и м е ч а н и е. Знак "минус" обозначает поглощение воды, знак "плюс" - выделение

Если все приведенные нами соображения справедливы, то можно, по-видимому, современный естественный баланс считать резко искаженным в пользу поступления вод из осадочного чехла в Мировой океан. Иначе говоря, в настоящее время объем и масса свободной гидросферы возрастает за счет вод, высвобождающихся из стратисферы.

Для того, чтобы представить себе изменение баланса между свободной и связанной гидросферой в геологическом прошлом, необходимо иметь гораздо больше фактических данных, чем мы имеем в настоящее время и, естественно, решение этой задачи носит пока ступо предположительный характер.

Прежде всего возникает вопрос о том, какие именно природные процессы привели к накоплению свободной ($1,37 \cdot 10^{24}$ г) и связанной ($0,8-0,9 \cdot 10^{24}$ г) гидросферы, общая масса которой составляет $2,16 \cdot 10^{24}$ г.

Хотя проблема интенсивности дегазации мантии в геологической истории планеты разными исследователями решалась по-разному, наиболее вероятными представляются соображения В.В. Руби [41], который показал геохимическую несостоятельность гипотезы быстрой дегазации; согласно его расчетам, избыток летучих на ранних стадиях процесса создал бы современный океан с рН морской воды около 7,3 и с вдвое большей соленостью. Таким образом, анализ эволюции предполагаемого состава океанических вод заставил этого исследователя предположить постепенное поступление воды и анионов во впадины океанов.

В то же время, принимая предположение о медленной дегазации и последовательном росте массы воды на Земле, нельзя не поставить эти процессы в зависимости от эпох усиления и ослабления тектоно-магматической деятельности; поэтому нам представляется, что кривая, описывающая общее нарастание массы свободной и связанной гидросфер от архея к кварталу, была, по-видимому, осложнена многочисленными максимумами и минимумами.

Следует также отметить, что поступление воды и других газообразных флюидов на поверхность планеты далеко не всегда совпадало с их концентрацией. На первых стадиях вода и летучие компоненты просто не могли удерживаться в атмосфере, а позднее огромную роль стали играть процессы их связывания твердыми минералами. Таким образом, наряду с приходом летучих имел место расход, а возможность накопления скоплений воды зависела от соотношения скорости этих процессов.

В качестве важнейших процессов, препятствующих образованию крупных водоемов на поверхности планеты, в первую очередь нужно назвать серпентинизацию базальтов, гранитизацию, а также образование крупных бассейнов осадочного породообразования.

Одной из распространенных реакций гидратации в горных породах является серпентинизация основных пород, когда оливинсодержащие породы замещаются серпентином по схеме: $5Mg_2SiO_4 + 4H_2O = 2H_2Mg_3Si_2O_5 + (4MgO +$

+ SiO₂). Этим процессом, по мнению многих исследователей, контролировалось поведение воды как в современных, так и в древних базальтах.

Вторым важнейшим процессом связывания воды в породах являются процессы гранитизации, протекающие в условиях повышенного парциального давления H₂O во флюиде [17]. С гранитизацией тесно связано формирование мощных зон метасоматов, сложенных биотит-мусковит-кварцевыми сланцами, амфиболитов, а при достижении оптимальных температур и давлений H₂O - плавление гранитоидов.

Помимо химического извлечения в кристаллической структуре водосодержащих минералов, значительные массы воды задерживаются в расплавах, сохраняясь после кристаллизации породы в свободном состоянии в виде газовой-жидких включений, особенно типичных для "гранитного" слоя литосферы [13, 22].

Процессы выветривания, с которых начинается образование осадков и осадочных пород, способствуют формированию разнообразных коллоидов, активно извлекающих H₂O из гидрогеологического кругооборота. Как показано нами в одной из предыдущих работ [36], 1 м³ базальта в коре выветривания способен дать 1112 кг коллоидного SiO₂, а тот, в свою очередь, способен сорбировать воду в соотношении 1:200. Помимо SiO₂ в коре выветривания образуются массы бокситов, гидроокислов железа и марганца, глинистых минералов; великолепным гидрофилом является органическое вещество, жадно извлекающее воду на всем пути миграции, вплоть до мест своего захоронения.

Выше мы уже говорили о том, что глинистые, песчаные и карбонатные бассейновые осадки, отлагаясь на дне водоема, "уводят" за пределы зоны осадконакопления значительные массы воды.

В целом специфика развития свободной гидросферы в значительной мере оказалась связанной с общей эволюцией континентального блока; она воспроизведена на рис. 1 в том виде, как она оказалась охарактеризованной нами в работе 1987 г. [36]. Состояние изученности геологии докембрия в настоящее время не позволяет достаточно точно воссоздать полную картину смены состава питающих провинций, и рис. 1 дает в этом отношении самое общее представление. На нем выделяются четыре этапа, каждый из которых отличается своеобразием геохимического состава наиболее распространенных пород.

Первый этап отвечает древнейшему периоду и охватывает интервал времени от 4,5 до 2,6 млрд. лет. Водосборные площади этого времени прекрасно описал Н.М. Страхов: "... на азойском этапе в земной коре еще не существовало разделения на геосинклинальные и платформенные участки. Не было еще и линейно-вытянутых горных цепей - типичного порождения складкообразовательного процесса. Ландшафт был типично вулканический; большие плоские пространства, усеянные редко разбросанными вулканическими конусами; этот ландшафт воспроизводил в некоторой степени современный лунный" [23, с. 508].

Схема геохронологии, по М.А.Семихатову (1979 г.)	Возраст, млн лет	Тектоно-магматический рубеж	Важнейшие породообразующие процессы				Масштаб и направленность тектонических процессов	Этапы развития питающих провинций в истории Земли
			основная эффузивная деятельность	интрузии		осадочное породообразование		
				основные	кислые			
Фанерозой	10-210	Альпийский	●	●	●	[Горизонтальная линия]	[Горизонтальная линия]	
	210-395	Герцинский						
Верхний протерозой или рифей-венд	650±50	Катанеский	●	●	●	[Волнистая линия]	[Волнистая линия]	
	1000±50	Гренвилльский						
Нижний протерозой или афедий	1350±50	Эльсонский	●	●	●	[Волнистая линия]	[Волнистая линия]	
	1650±50	Свенофено-карельский						
Нижний докембрий или архей	1900±100	Позднеархейский	●	●	●	[Волнистая линия]	[Волнистая линия]	
	2600±100	Саамский						
Древний докембрий или катархей	3000±100		[Сетка]	[Сетка]	[Сетка]	[Сетка]	[Сетка]	

Р и с. 1. Важнейшие тектоно-магматические события и развитие питающих провинций континентального блока Земли

Как показали исследования А.М. Гудвина [7], древнейшие базальты отличались удивительной однородностью состава; сходство химизма вулканитов на всей территории Канадского щита позволяет, по данным А.М. Гудвина отыскивать для них единый мантийный источник. В этот период выветривание базальтов приводило к образованию древнейших железистых кварцитов и джеспилитов. В нижнем докембрии широко проявился эффузивный процесс; широкое развитие основных эффузивов группы диабазов или спилитов, иногда метаморфизованных до амфиболитов, сочетается с возникновением туфогенных песчаников и железистых кварцитов. К концу нижнего докембрия наряду с толщами эффузивов основного состава появляются первые полевшпатслюдяные гнейсы. Поступающая в это время на поверхность Земли вода интенсивно расходовалась на серпентинизацию базальтов и их выветривание; формировались трогообразные и мелководные палеоводоемы.

Второй этап охватывает период времени от 2,6 до 1,6 млрд. лет. Планетарные тектоно-магматические события, происходившие в начале этого периода, стимулировали мощное развитие гранитизации; ей подвергались нижнедокембрийские основные эффузивы, а также разнообразные осадочные образования. Возникают кислые магматические породы, совершенно необычные по составу, сочетающие в себе черты гранитоидов и замещаемых ими пород. Характерной чертой этого периода времени является образование джеспилитовых толщ типа оз. Верхнего; они повсеместно оказываются субсинхронными гранитоидам. Очень быстро в составе большинства питающих провинций мира кислые магматические породы начинают играть ведущую роль. Это обстоятельство тотчас же отражается на геохимическом составе осадков; наряду с железистыми кварцитами, граувакками и другими металлоносными отложениями, сходными по составу с базальтоидами, в осадочных толщах появляются аркозы и породы, обогащенные Na, K, Si и Al.

Наряду с процессами серпентинизации базальтов и выветриванием значительные массы поступающей в зону гипергенеза воды расходуются на процессы гранитизации. Благодаря проявлению этого конкурирующего процесса относительный рост свободной гидросферы остается замедленным - в зоне осадкообразования развиты озерные и морские водоемы.

Третий этап соответствует верхнему протерозою и охватывает интервал времени от 1600 до 570 млн. лет. В это время, с одной стороны, формируются габбро-анортозитовые пояса Земли, а с другой - существенно усиливаются процессы осадконакопления и возникают мощные толщи терригенно-карбонатных и глинисто-сланцевых пород. Развитие осадочных образований на первых порах приводит к усилению извлечения мантийной воды с поверхности планеты; этот же процесс продолжается до конца палеозоя.

Четвертый этап соответствует Фанерозою и охватывает период времени от 570±50 млн. лет до настоящего времени. В это время в составе всего континентального блока осадочные отложения постепенно вытесняют интрузии, эффузивные образования и метаморфические комплексы. Соответственно в питании палеоводоемов все большую роль начинают играть продукты разрушения осадочных пород и все меньшую — продукты разрушения интрузий и метаморфических образований. Осадочный процесс переходит на "самообслуживание", а каждое последующее складкообразование вводит в сферу гипергенеза все меньшую долю ювенильного материала.

С точки зрения баланса между свободной и связанной гидросферой этот этап распадается на две части. На протяжении палеозоя процессы извлечения мантийной воды с поверхности Земли продолжают подавлять элизионные явления в осадочных породных бассейнах. Это приводит к тому, что в палеозойское время повсеместно резко преобладают морские мелководные палеоводоемы; они несомненно являются ведущим типом бассейнов седиментации и именно с ними связаны в это время рудные скопления железа, марганца, фосфора, черных сланцев, урана и ванадия экзогенного генезиса.

В период от юры до четвертичного периода ситуация существенно изменилась; обострение вертикальных движений и усиление контрастности гипсометрической кривой вызвали формирование крупных океанских впадин [24], а преобладание отжимания вод над их поглощением стимулировало высвобождение больших водных масс.

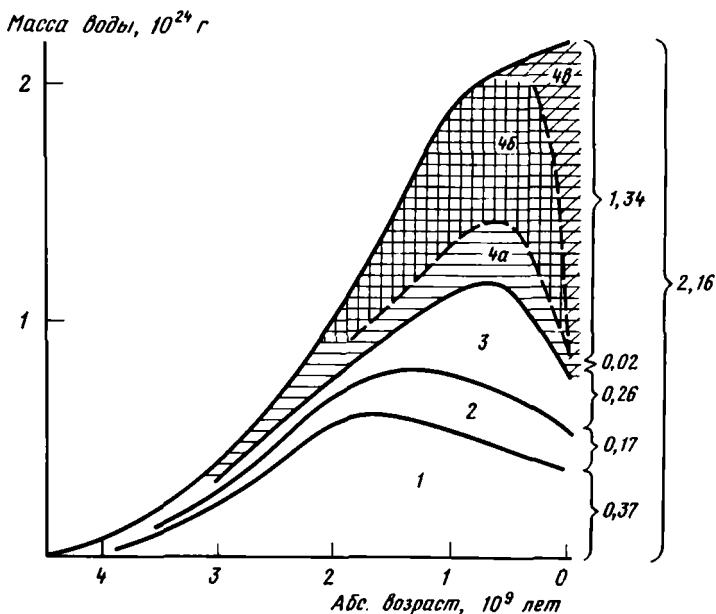
В целом тенденция развития связанной и свободной гидросферы в истории Земли показана на графике (рис. 2). Хорошо видно, что формирование современного Мирового океана, по существу, произошло только в мезозойско-кайнозойское время; домезозойские бассейны по массе воды не могут сравниваться с современными океанскими водоемами.

Таким образом, анализ изменения масс воды, в котором учитывается не только поступление ее на поверхность планеты, но и расход, связанный с формированием и развитием "базальтовой", "гранитной" и "осадочной" оболочек, подтверждает эволюцию бассейнов седиментации от озерных и озерно-морских в докембрии к морским в палеозое и далее — к океаническим в мезозойско-кайнозойское время.

При этом, если считать, что экзогенные месторождения полезных ископаемых представляют собой порождение свободной гидросферы, а эндогенные — связанной, то, по данным рис. 2, легко прийти к заключению, что с течением геологического времени условия для развития тех и других образований неуклонно улучшались и в современную эпоху достигли своего максимума.

В заключение хотелось бы подчеркнуть условность выделения экзогенных и эндогенных факторов. Действительно, более или менее четкое разграничение экзогенных и эндогенных образований оказывается возможным только в результате детального исследования источников рудного веще-

ства, предпринятого на основе комплексного изучения вещественного состава оруденения.



Р и с. 2. Тенденция эволюции массы воды в оболочках земной коры и поверхностной гидросфере

1-3 - воды оболочек: 1 - "базальтовой", 2 - "гранитной", 3 - "осадочной", 4 - поверхностная гидросфера: а - поверхностные воды континентов, внутренних и окраинных морей, б - междуконтинентальные моря, в - современнй океан

Работы последних лет позволяют считать, что даже в пределах одного рудного объекта генезис рудных компонентов может быть существенно различен; это хорошо показала Г.Е. Бутузова (см. статью в настоящем сборнике "Роль экзогенных и эндогенных факторов в формировании гидротермально-осадочных отложений дна Мирового океана"), очень полно изучившая ряд гидротермальных систем рифтовых зон Мирового океана. Согласно данным Г.Е. Бутузовой, основная масса металлов, образующая рудные залежи сульфидов и гидроокислов в ловушках Красного моря, имеет магматическое происхождение, рассолы несомненно возникли за счет осадочных эвапоритов, сера имеет как магматический, так и осадочный генезис, а летучие компоненты и вода образовались в результате реализации коровых, мантийных и осадочных процессов.

Такая полигенность сконцентрированных химических элементов заставляет сначала рассмотреть происхождение каждого компонента в отдельности, а затем суммировать результаты в общем виде, подчеркивая общее значение экзогенных и эндогенных факторов в образовании исследуемых рудных объектов.

Л и т е р а т у р а

1. Б а с к о в Е.А. Минеральные воды и палеогидрогеология Сибирской платформы // Тр. ВСЕГЕУ. Н. С. 1977. Т. 254. С. 1-146.
2. Б а с с о в и ч Н.Б. О происхождении нефти // Тр. ВНИГГи. 1955. Вып. 33. С. 1-166.
3. В е р н а д с к и й В.И. Очерки геохимии. М.; Л.: Госиздат, 1931. 250 с.
4. В л н о г р а д о в А.П. Химическая эволюция Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 43 с.
5. Г а р р е л с Р., М а к к е н з и Дж. Эволюция осадочных пород. М.: Мир, 1974, 209 с.
6. Г е р м а н о в А.И. Гидродинамические и гидрохимические условия образования некоторых гидротермальных месторождений // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. № 2. С. 79-99.
7. Г у д в и н А.М. Архейский вулканизм на Канадском щите // Проблемы геологии раннего докембрия. Л.: Наука, 1977. С. 25-60.
8. Д р и ц Э.А., С л о н и м с к а я И.В., К р к о в а Р.И. Восстановление газы в серпентинах ранней генерации и их генетическое значение // Дегазация Земли и геотектоника: Тез. докл. II Всесоюз. совещ. М.: Наука, 1965. С. 19-20.
9. З о т о в И.А., Ж у к о в В.В. Трансмагматические флюиды как форма дегазации мантии Земли // Там же. С. 9-10.
10. К а р ц е в А.А., З а г и н С.В., Б а с к о в Е.А. Палеогидрогеология. М.: Недра, 1969. 150 с.
11. К о н о н о в В.И. Геохимия термальных вод областей современного вулканизма. М.: Наука, 1963. 215 с.
12. К о р ж и н с к и й Д.С. Поведение воды при магматических и постмагматических процессах // Геология руд. месторождений. 1962. № 5. С. 41-62.
13. Д е т в и к о в Ф.А., К а р п о в И.К., К и с е л е в А.И., Т к а н д р и й Б.О. Флюидный режим земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1977. 216 с.
14. Л и с и ц ы н А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 438 с.
15. М ю л л е р Г. Диагенез (и катагенез) глинистых осадков // Диагенез и катагенез осадочных образований. М.: Мир, 1971. С. 122-164.
16. Н е с т е р о в И.И. Уплотненные глинистых пород // Сов. геология. 1965. № 12. С. 24-46.
17. П е р ч у к Л.Л. Парагенезисы и составы сосуществующих минералов. М.: Наука, 1975. 177 с.
18. П у с т о в а л о в Л.В. Некоторые новые данные о месторождениях полезных ископаемых осадочного и осадочно-метаморфического происхождения // Вопросы литологии и минералогии осадочных пород. Баку: Изд-во АН Аз.ССР, 1962. С. 9-20.
19. П э к А.А. О динамике ионных растворов. М.: Наука, 1968. 146 с.
20. Р о н о в А.Б. Осадочная оболочка Земли. М.: Наука, 1980. 78 с.
21. Р о н о в А.Б., Я р о ш е в с к и й А.А. Новая модель химического строения земной коры // Геохимия. 1976. № 12. С. 1763-1795.
22. Р я б ч и к о в И.Д. Термодинамический анализ поведения малых элементов при кристаллизации силикатных расплавов. М.: Наука, 1965. 260 с.
23. С т р а х о в Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Гостоптехиздат, 1963. 535 с.

24. Тимофеев П.П., Холодов В.Н. Эволюция бассейнов седиментации в истории Земли // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 7. С. 10-34.
25. Тимофеев П.П., Холодов В.Н., Зверев В.П. Баланс природных вод и эволюция осадочного процесса // Подземные воды и эволюция литосферы: Препринт. М.: Наука, 1985. Т. I. С. 206-225.
26. Тимофеев П.П., Холодов В.Н., Зверев В.П. Баланс вод современного осадочного процесса // Докл. АН СССР. 1986. Т. 288, № 6, С. 56-72.
27. Тимофеев П.П., Холодов В.Н., Зверев В.П. Осадочная оболочка Земли как возможный источник гидросферы // Там же. Т. 289, № 1. С. 15-18.
28. Тимофеев П.П., Холодов В.Н., Зверев В.П. Эволюция массы природных вод Земли и осадочный процесс // Там же. № 2. С. 62-68.
29. Уэллер Дж. М. Уплотнение осадков // Проблемы нефтяной геологии. Л.: ГОНТИ, 1961. 250 с.
30. Холодов В.Н. Об эволюции состава питающих провинций в истории Земли // Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975. С. 191-208.
31. Холодов В.Н. Новое в познании катагенеза. Инфильтрационный и гравитационно-рассольный катагенез // Литология и полез. ископаемые. 1982. № 3. С. 3-19.
32. Холодов В.Н. Новое в познании катагенеза. Элизионный катагенез // Там же. № 5. С.15-33.
33. Холодов В.Н. Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах. М.: Наука, 1983. 151 с.
34. Холодов В.Н. Формирование газоводных растворов в песчано-глинистых толщах элизионных бассейнов // Осадочные бассейны и их газы. М., Наука, 1983. С. 16-28.
35. Холодов В.Н. Условия образования и вторичные изменения красноцветных формаций как факторы формирования стратиформного орудачения // Формации осадочных бассейнов. М.: Наука, 1986. С. 14-37.
36. Холодов В.Н. Эволюция кремненакопления в истории Земли // Происхождение и практическое использование кремнистых пород. М.: Наука, 1987. С. 6-43.
37. Чухров Ф.В., Берхин С.И., Молева В.А. Об опализации глинистых минералов в зоне окисления месторождений степной части Казахстана // Кора выветривания. М.: Наука, 1963. Вып. 5. С. 17-23.
38. Шишкин В.Л. К вопросу об источнике материала для образования осадочных месторождений // Тр. Ин. геологии КиргССР. 1954. № 5. С. 15-45.
39. Craig H., Lupton J. E. Helium isotopes variations: evidence for mantle plumes at Yellowstone, Killauas and the Ethiopian rift valley // EOS, Trans. Amer. Geophys. Union. 1978. Vol.59, N 12, P. 1-194.
40. Kulp J.L. Origin of the Hydrosphere // Bull. Geol. Soc. Amer. 1951. Vol.62, N 3. P. 326-330.
41. Rubey W.W. Geologic history of sea water: an attempt to state the problem // Ibid. N 9. P. 1111-1148.
42. White D.E. Geochemistry applied to the discovery, evaluation and exploitation of geothermal energy resources // Geothermics. 1970. Vol.1, spec.iss.2. P.58-80.

В.И. Буадзе

ЭНДОГЕННЫЕ ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ СТРАТИФОРМНЫХ
СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

При решении вопросов генезиса преобладающего большинства стратиформных свинцово-цинковых месторождений в качестве исходных положений учитываются пространственные связи оруденения с геологическими формациями эвапоритовых палеобассейнов.

Многочисленными генетическими разработками подчеркиваются: рудообразующая роль металлоносных рассолов; сосредоточение в рассолах металлов, снесенных из континента вместе с терригенным материалом; участие нефтяных углеводородов в формировании рудообразовательных систем и руд. Соответствующие интерпретации составляют сингенетическо-эпигенетическую модель формирования месторождений ([5, 9, 10, 12, 13] и др.). В этой модели вопросы генезиса рассольных систем и источников металлических их составляющих раскрыты без должного учета эндогенных факторов.

Попытка восполнения указанного пробела в настоящей статье делается на базе реставрации условий возникновения рельефо выступающих в рудоносных районах совокупностей синседиментационных глубинных разломов, продуктов вулканизма, надразломных эвапоритовых максимумов, подэвапоритовых металлоносных рассолов, соленосных и нефтеносных формаций, рифов, соляных диапиров, областей разгрузки металлоносных рассолов, месторождений. Путем интерпретации соответствующих данных расшифровываются металлогенетические модели палеобассейнов, сосредоточивающих стратифицированные, жильно-стратифицированные и жильные свинцово-цинковые (и/или баритовые, флюоритовые, целестиновые) месторождения. Такими в первую очередь являются эвапоритовые палеобассейны рифтогенной природы.

Рифтовая природа части эвапоритовых палеобассейнов обстоятельно рассмотрена В.И. Седлецким с соавторами [11]. В пользу основополагающей роли рифтогенных режимов в формировании месторождений рассматриваемой группы свидетельствуют результаты многочисленных современных исследований. В этом отношении показательной является работа Г.А. Твалчрелидзе [15].

Поставленные вопросы ниже рассматриваются на примере Северо-Африканско-Южно-Европейского, Силезско-Краковского, Закавказского и Предкавказского палеобассейнов, рудоносность отдельных составных частей которых с разной детальностью изучена автором.

Северо-Африканско-Южно-Европейский палеобассейн

В соответствии с палеотектоническими реконструкциями [21, 7] в триасе, в позиции нынешнего Средиземноморья (на западном продолжении

Палеотетиса), зародился межконтинентальный рифт. Он возник в результате "проникновения" Мезотезиса с востока (бирманско-индонезийского сектора) на запад в виде "... суживающегося прохода, расщелившегося "Эв-африканский континент" [2, с. 66]. В.Е. Хаин [18] допускает начальное рифтогенное развитие прогиба, затем перешедшего в бассейн с корой океанического типа.

В рассматриваемом палеобассейне реставрируются осевая (глубоководная) область и северная и южная мегашельфовые зоны. В последних выделяются латеральные ряды, сочетающие карбонатные платформенные фации и внутршельфовые эвапоритовые отложения с эффузивными покровами щелочно-базальтового состава. Соприженное проявление процессов вулканизма и образования эвапоритов повсеместно отмечается в узких грабенах, контролируемых глубинными разломами.

Расшировкой металлогенических событий рифтового и пострифтового этапов развития рассматриваемого палеобассейна определяются место и время формирования стратифицированных, жильно-стратифицированных и жильных свинцово-цинковых (и/или баритовых, целестиновых, флюоритовых) месторождений, широко развитых в пределах его Северо-Африканской (Марокко, Алжир, Тунис) и Южно-Европейской (Испания, Франция) подзон.

Северо-Африканская подзона бассейна. В пределах Северо-Африканской подзоны бассейна в триасе располагалась шельфовая (на юге) и глубоководная (на севере) области (рис. 1). Их выделение обосновывается сопоставлением мощностей и фаций триасовых отложений [27]. В предлагаемых генетических интерпретациях учитываются: формирование эвапоритовых накоплений в зонах влияния синседиментационных глубинных разломов; наличие диапировых структур, сложенных эвапоритами и приуроченных к омоложенным синседиментационным глубинным разломам; преимущественно сосредоточение диапиросных тектонических зон в полосе, разграничивавшей шельфовую и глубоководную области.

По данным О. Мерабет и А. Попова [26], первые пароксизмы вулканизма проявились в раннем триасе (Северо-Сахарская шельфовая область). В позднем триасе в связи с омоложением разломов древнего заложения вулканический процесс интенсивно проявился на севере, в пределах атласской глубоководной зоны. К зонам развития вулкаников приурочены максимальные мощности эвапоритов, занимающих надвулканогенную позицию.

Триасовая соленосная формация (с покровами базальтов) в атласской области трансгрессивно перекрывается рифтогенными известняками лейаса. Рифтовые сооружения при этом приурочены к палеовозвышенностям, подпираемым глубинными разломами и сложенными эвапоритами. Доказываются неоднократная активизация эвапоритоконтролирующих глубинных разломов и неоднократное восхождение диапиров. Подобные явления в Северо-Африканской подзоне имели место в ранней юре, альбе-сеномане и эоцене [27]. При этом кровли воздымавшихся диапиров достигали дна морского бассейна и образывали придонные возвышенности, которые служили аренами

для роста рифовых сооружений. Следовательно образовывались триады, в каждом конкретном случае сочетающие: глубокий разлом - диапир-наддиапировый риф. В триадах фиксированное положение занимает оруденение, образующее жильные и жильно-стратифицированные тела в рифах, а также стратиформные и стратифицированные образования в слоистых породах, окружающих диапиры и рифы. Рудообразование в подобных случаях имеет как постдиапировый, но дорифовый (стратиформные рудные тела), так и пострифовый (стратифицированные и жильно-стратифицированные месторождения) возраст. Рудоотложение происходило в результате функционирования подэвапоритовых металлоносных рассолов, мигрировавших по диапироконтролирующим разломам, либо сопряженным с ними рифорассекающим нарушениям. Этот вывод подчеркивается приуроченностью эвапоритовых максимумов, диапиров, рифов и месторождений к зонам глубоких термальных аномалий, контролируемых глубинными разломами, рассекающими фундамент.

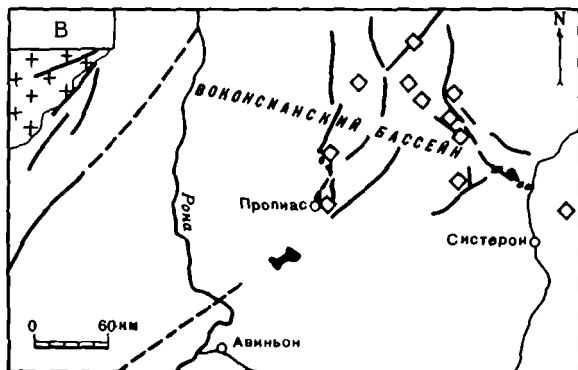
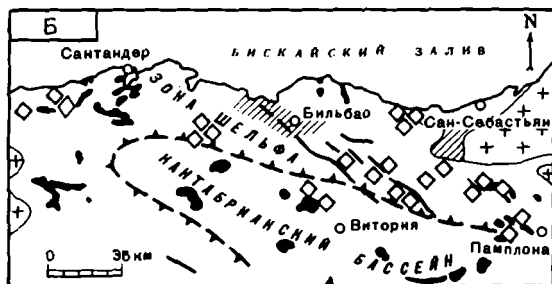
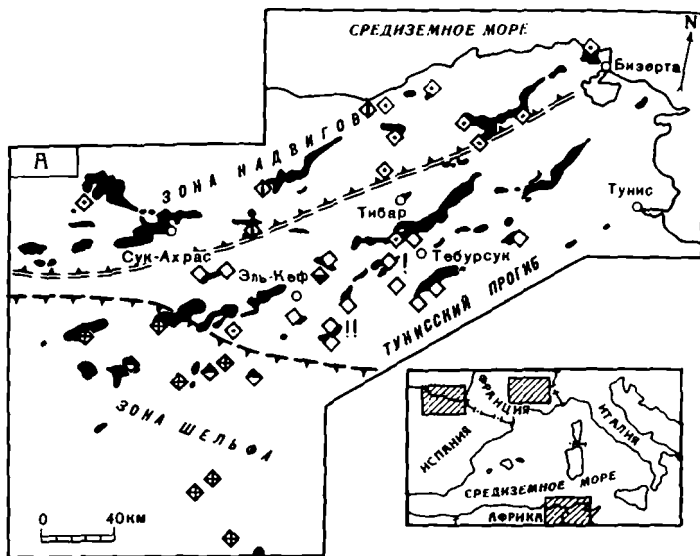
Диапиросные тектонические зоны являются носителями свинцово-цинковых, а также баритовых, целестиновых и флюоритовых месторождений. Они локализованы в юрских (юра, мел, палеоген) рифовых сооружениях, а также слоистых толщах, окружающих рифы и диапиры.

Процессы диапиризма и тектонической трансформации диапиров способствовали затягиванию металлоносных рассолов в диапировых окружениях. В зависимости от времени проявления диапиризма и от возраста геологических сред, в которых были "внедрены" эвапориты, определялась позиция стратифицированного и жильного оруденения.

С неоднократностью тектонических напряжений, обусловивших диапиризм, или последующее осложнение диапиров, находятся в соответствии неоднократность импульсов перемещения захороненных металлоносных рассолов и, следовательно, широкий стратиграфический размах оруденения. Таким образом, в каждом конкретном случае оруденение отражает тектонический фактор, обусловивший функционирование металлоносных рассолов - трансформированных эквивалентов эндогенных флюидов.

В пределах Тунисского прогиба [27] рудные тела месторождения Бугрин (рис. 2,а) расположены в наддиапировой кепроковой шляпе, а также вдоль стратиграфической границы мергелей (альб-сеноман) и глинистых известняков (турон). Аналогичную исходную позицию занимает месторождение Федж Эль Адум (рис. 2,б), находящегося ныне в опрокинутом (подэвапоритовом) залегании.

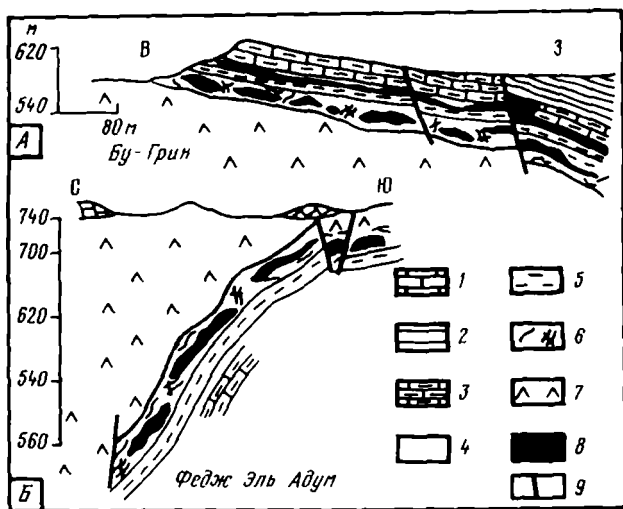
Формирование месторождений происходило синхронно с отложением кластических доломитов, образованных в позднем туроне в результате размытия кровли диапира триасовых пород. В пользу сингенетической модели рудообразования свидетельствуют данные И. Оржеваля [27]: цементация галенитом, сфалеритом, марказитом, пиритом, кальцитом и кремнеземом доломитовых обломков; локализация пластовых рудных тел в микритовых известняках; тонкослоистый биомикритовый характер руд; заполнение сульфидными фораминиферовых раковин; высокое содержание в рудах



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15

Р и с. 1. Свинцово-цинковые месторождения в карбонатных толщах Северо-Восточной Африки (а), Северной Испании (б) и Юго-Восточной Франции (в), по [27]

1 - эвалориты триаса; 2 - породы фундамента; 3 - тектоническое ограничение зоны надвигов в Северной Африке; 4 - границы между глубоководной и мелководной зонами бассейнов; 5 - территории, соответствующие позициям а-в рисунка; 6, 7 - сидеритовые месторождения: 6 - пространственно связанные с эвалоритами триаса, 7 - локализованные в меловых породах (в удалении от эвалоритов триаса); 8-11 - свинцово-цинковые месторождения (на рис. 1, в и/или барит-целестиновые месторождения): 8 - пространственно связанные с эвалоритами триаса, 9 - связанные с континентальными отложениями неогена, 10 - гипотетически связанные с неогеновым вулканизмом, 11 - локализованные в меловых породах (в удалении от эвалоритов триаса); 12 - площади с преобладанием сидеритового оруденения; 13 - минерализованные зоны; 14 - месторождения Фелд Эль Адул; 15 - месторождение Бу-Грин.



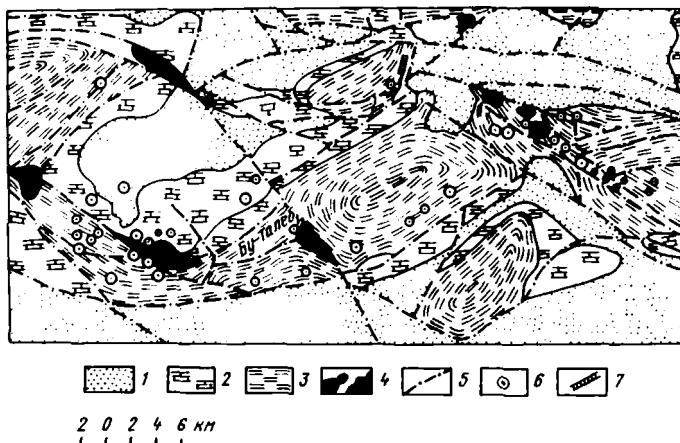
Р и с. 2. Схематические поперечные разрезы месторождений Бу-Грин (А) и Фелд Эль Адул (Б), по [27]

1 - известняки верхнего сенона; 2 - мергели нижнего сенона; 3 - глинистые известняки верхнего турона; 4 - бимикриты нижнего турона; 5 - мергели верхнего альба-сеномана; 6 - кепрока триаса; 7 - эвалориты триаса; 8 - рудные тела; 9 - разломы

нефтяных битумов; широкое развитие марказитовых, пирит-марказитовых и сфалеритовых конкреционных обособлений.

В рассмотренных случаях туровскому сингенетическому рудообразованию предшествовало перемещение диапиров к дну мелового бассейна. По диапироконтролирующим глубинным разломам на дно моря поступали рудообразующие металлоносные рассолы, сформированные в триасе и стабили-

зирования над глубинными разломами в подэвапоритовых пространствах. Сопряженное функционирование глубинных разломов, диапиров, рифовых сооружений и металлоносных рассолов неоднократно имело место в истории геолого-металлогенического развития рудного района Ходна, Северный Алжир (рис. 3).



Р и с. 3. Схема геологического строения центральной части рудного района "Ходна" (Северный Алжир); составлена на основании личных наблюдений автора и с использованием существующих геологических материалов (с разрешения дирекции "SONAREM")

1 - молассы неогена; 2 - известняки, доломиты и мергели верхнего мела и палеогена; 3 - рифтогенные образования юры и нижнего мела; 4 - диапиры эвапоритов триаса; 5 - разломы; 6 - свинцово-цинковые (и/или баритовые, целестиновые) месторождения и рудопроявления; 7 - месторождение Керзет-Жусеф

В этом районе эвапориты триаса, слагающие диапиры, первоначально образовывали шляпы над глубинными разломами, рассекавшими фундамент и, следовательно, создавали возвышенности на дне бассейна. В ранней юре над ними происходил рост рифов. В последующем (средняя - поздняя юра, мел) рифообразование контролировалось неоднократным протыканием диапиров к дну бассейна.

Нарушение режима захоронения металлоносных рассолов имело место на разных стадиях: активизации глубинных разломов; протыкания эвапоритов, образования диапиров и рифов; возникновения рифорассекающих нарушений. В соответствующих обстановках металлоносные рассолы засасывались в ослабленные зоны. В роли последних выступали наддиапировые рифы, а также слоистые толщи, обтекающие рифовые сооружения. Они концентрируют жильные-жильно-стратифицированные и стратифицированные месторождения соответственно.

Типоморфным стратифицированным свинцово-цинковым объектом, обладающим указанными особенностями локализации оруденения в районе Ходна, является месторождение Керзет-Юсеф.

Месторождение локализовано в барремской слоистой карбонатно-глинисто-мергелистой толще, прилегающей к рифовому сооружению с востока и одновременно фиксирующей западный склон длительно развивавшейся депрессионной структуры (рис. 4). Последняя от рифового сооружения отделена Керзет-Юсефским разломом, на глубоких уровнях которого в подэвапоритовой позиции, по всем данным, располагались захороненные и сильно нагретые металлоносные рассолы.

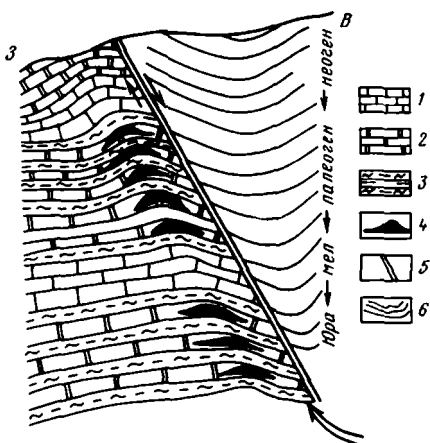
Для месторождения характерна полиарусность оруденения, приуроченного к изгибам слоистости и локализованного внутри горизонтов доломитизированных известняков. Рудоносные карбонатные горизонты с лежащего и висячего боков ограничены водонепроницаемыми аргиллитами и мергелями. Рудные тела имеют лентообразную форму. Их ширина составляет 30-50 м. они падают на север и имеют протяженность 1,0-1,5 км.

Отложения сульфидов предшествовали растворению и доломитизация известняков и возникновение полиарусного ряда лентообразных сегментов кавернозных доломитов. Ориентация полостей и пустот растворения

показывает, что рудообразующая система мигрировала с севера на юг по восстанию пластов известняков между их ограничивающими водонепроницаемыми горизонтами пород. Движение рудоотлагающей системы осуществлялось по изгибу слоистости, ось которого погружается на север.

В рудных телах неравномерно распределены скопления сульфидов, обладающих кавернозной, прожилково-вкрапленной, вкрапленной и массивной текстурами. Преобладают кавернозные разности руд. Рудослагающие минеральные ассоциации (доломит+марказит+пирит, доломит+марказит+сфалерит, галенит+сфалерит+марказит, марказит+сфалерит), вопреки утверждениям А. Хенни [19], не отражают возрастные взаимоотношения, а значит и последовательность рудоотложения.

Рудообразование осуществлялось неомогенной рассольной системой, занявшей высвобожденное в результате прерудного растворения известняков пространство и долго функционировавшей в застойном состоянии. В соответствующих обстановках реализовы-



Р и с. 4. Принципиальная схема (разрез) строения месторождения Керзет-Юсеф

1 - известняки; 2 - доломитизированные известняки; 3 - аргиллиты, мергели; 4 - рудные тела; 5 - Керзет-Юсефский разлом; 6 - депрессионная структура, заполненная отложениями триаса (эвапориты), юры, мела, палеогена и неогена

влились локальные условия кристаллизации одновременных, но различных минеральных ассоциаций. По данным А. Хенки [19] рудоотложение происходило в широком температурном диапазоне (80–150–180–220 °С). Как показали выполненные нами исследования, такой разброс отражает различные позиции локальных участков кристаллизации минералов в протяженной по падению геологической среде функционирования металлоносных рассолов.

Южно-Европейская подзона бассейна. В Южно-Европейской подзоне Северо-Африканско-Южно-Европейского триасового рифтогенного бассейна реставрируются северные шельфовые области и прилегающие к ним и впадины глубоководные прогибы – Кантабрианский, Испания (см. рис. 1,б), Воконсианский, Франция (см. рис. 1,в) и др. С рассматриваемой подзоной связана выделенная Г.А. Твалчрелдзе [16] Пиренейская металлогеническая субпровинция.

В пределах подзоны реставрируются сходные с описанными обстановки локализации эвапоритов, диапиров и сопряженных с ними рифтовых сооружений. Формирование диапиров началось в меловое время. Месторождения размещены в наддиапировых рифах мелового возраста, а также в меловых слоистых толщах, окружающих диапир. Судя по описаниям Г.А. Твалчрелдзе [16], оруденение носит метасоматический характер (Геосин в провинции Сантанкер, Альтубе, Преса и Гелунса в провинции Альтубе и др.). Наиболее отчетливые совокупности синседиментационных глубинных разломов, эвапоритовых максимумов, диапировых структур и свинцово-цинковых месторождений отмечаются в кантабрианском бассейне. При этом очевидно связь рудообразования с эвапорито-, диапиро- и рифоконтролирующими глубинными структурами.

Силезско-Краковский бассейн

Силезско-Краковский позднепалеозойско-мезозойский бассейн входит в состав Центрально-Европейской металлогенической провинции [16] и располагается в юго-восточной ее части. Он является наложенным прогибом, сформированным в позднем палеозое (пермь) в области стыка Силезского блока (докембрийское основание и палеозойский чехол) и Краковской зоны (каледониды) (рис. 5).

Полоса сопряжения указанных блоков отражает поэтапное развитие тектонических, магматических и рудообразовательных процессов. По данным Ч. Гаранчика [24], соответствующий ряд состоит из: додевонского (каледонского) габбро-гранодиорит-монцититового комплекса, с которым ассоциируется скарново-магнетитовое и кварцсульфидное (с золотом, теллуридами) оруденение; постсреднекарбонového (позднегерманского) диорит-андезит-риодацитового комплекса и ассоциированного с ним турмалинового и молибден-меднопорфирового оруденения; раннепермского рюлитового комплекса, с постмагматической стадией становления которого, по нашему мнению, связано формирование металлоносных рассолов в верхнепермских отложениях; стратифицированного свинцово-цинкового

оруденения, локализованного в доломитизированных известняках среднего триаса (в верхах упомянутой тектонической призмы) и сформированного в постсреднетриасовое время эпигенетическим способом.

Рудообразовательная система вероятно возникла из захороненных в верхнепермских отложениях металлоносных рассолов, сформированных из вышедших на дно позднепермского моря эндогенных флюидов постмагматической стадии раннепермского риолитового вулканизма. В пользу этого свидетельствует вклинивание рудных тел в верхнепермские отложения (месторождения Болеслав и Помокане Олькушского района, рудник Шебенка). Выше оруденение образует жилы в карбонатных отложениях нижнего триаса. В доломитах среднего триаса в результате растекания рудообразовательной системы по laterали (под толщей глинистых пород, см. рис. 5) образовались стратифицированные рудные залежи.

Таким образом, доказанной является связь корневой части свинцово-цинковой рудоносной системы региона с верхнепермской терригенной серией. Последняя по возрасту идентифицируется с Нижне-Силезскими медистыми сланцами (цехштейн), которые подстилается нижнепермскими конгломератами, песчаниками, сланцами и базальтами.

В связи с изложенным для Нижней Силезии вероятно следует утверждать, что меденосность верхнепермских сланцев (цехштейн) обусловлена выносом в морскую среду эндогенных флюидов постмагматической стадии раннепермского базальтового вулканизма.

В Верхней Силезии, где размещены рассматриваемые свинцово-цинковые месторождения, верхнепермские осадки, по-видимому, сосредоточивали цинк- и свинецсодержащие рассолы, возникшие в результате трансформации эндогенных флюидов постмагматической стадии раннепермского риолитового вулканизма.

Медная специализация верхнепермских отложений Нижней Силезии и предполагаемая свинцово-цинковая специализация их возрастных эквивалентов в Верхней Силезии скорее всего является следствием различных тектонических условий развития этих регионов в перма. В первом случае рудогенерирующую роль играл базальтовый вулканизм, протекавший в обстановке растяжения континентальной коры, а во втором - генерация рудного вещества видимо была связана с риолитовым вулканизмом, функционировавшим в обстановке сжатия.

Функционирование захороненных в верхнепермских отложениях металлоносных рассолов и рудообразование имели место неоднократно. Пульсационный характер рудообразования при этом обусловился: предрудным захоронением рассоловмещающей верхнепермской терригенной формации под мощными карбонатными отложениями триаса и юры; постпоздетриасовым неоднократным омоложением древних (раннепалеозойского заложения) разломов, над которыми располагалась рассоловмещающая среда; функционированием корневой тектонической зоны, по которой в связи с неоднократным нарушением режима захоронения из верхнепермской рассоловмещающей среды в триасовую толщу пульсационно затягивались металлоносные рассолы.

Нам представляется, что толща карбонатных пород среднего триаса являлась средой застойного функционирования металлоносных рассолов, затягивавшихся из верхнепермских рассоловмещающих отложений. В соответствующих обстановках развивались процессы: предрудного растворения известняков и их доломитизации; образования синдоломитовых брекчий обрушения, карстовых пустот и полостей; формирования руд.

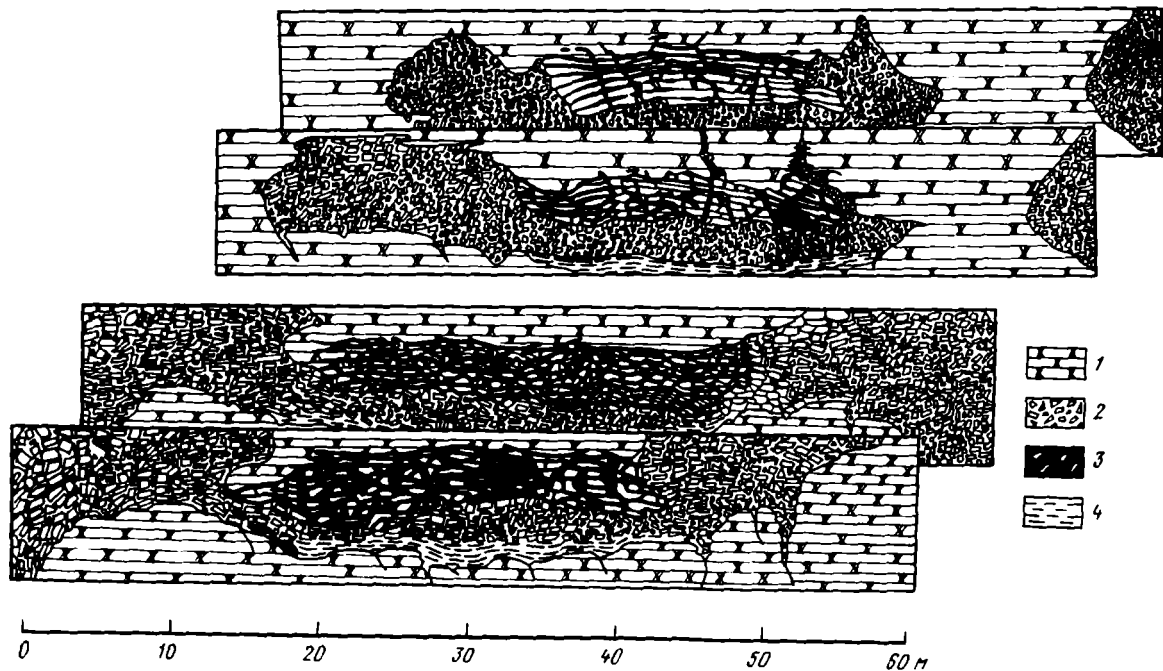
М. Сасс-Густкиевич [28, 29] на примере месторождения Олькуш показала: неравномерный характер оруденения в брекчиях обрушения; неоднородность (полиэтапность) формирования брекчий и оруденения; вовлечение в процессах позднего брекчирования ранее сформированных руд и брекчий; повторяемость одинаковых минеральных ассоциаций (сфалерит+галенит+пирит+марказит) в различных поколениях руд; сосредоточивание метасоматического оруденения в брекчиевом каркасе карстовых пустот и локализацию в приподожвенных частях последних слоистых руд типа пещерных отложений.

Формирование руд, относящихся к разным поколениям, на наш взгляд, не является результатом полиэтапного рудообразовательного процесса. Наблюдаемые соотношения объяснимы с позиции длительного функционирования и эволюции застойной рудообразовательной системы. Застойное состояние последней определено вследствие предрудного растворения известняков и образованием вторичных доломитов, синдоломитовых брекчий и приуроченных к участкам их развития карстовых пространств. В ходе растворения и доломитизации известняков выделялись лишь малые количества сульфидов. Интенсивное же их накопление имело место в карстовых пустотах и в межобломочных частях брекчий.

Эволюция застойной рудообразующей системы подтверждается принадлежностью коллоидных агрегатов сульфидов, а также сложисто-полосчатых сульфидных накоплений к поздним образованиям. Они формировались из гелеподобных сульфидных масс, возникших в результате фракционирования рудного вещества из застойного металлоносного раствора. В пользу такого режима свидетельствует обрушение кровли и стенок карстов и погружение обломков пород в придонные сульфидные гели. На соответствующих участках фиксируется перемежаемость разных поколений сульфидных слоев с обломками пород разных поколений обрушения.

Процессы растворения, брекчирования и доломитизации известняков, возникновения карстовых пустот и последующего рудоотложения, развивались по узким полосам. Последние трассируют рассоловсасывающие структуры, обуславившие лентообразную морфологию рудных тел (рис. 6).

Показательно, что для низов рудоносной толщи среднего триаса характерны метасоматические рудные тела [25]. На месторождении Помормани они венчают крутопадающие нарушения и следовательно трассируют пути прохождения рудообразующей системы. Оруденение рассекает плоскости напластования пород, а при сопряжении с глинистыми прослоями образует



Р и с. 6. Стратифицированное свинцово-цинковое месторождение "Олькуш" (Краковско-Силезский регион); поперечные сечения рудного тела в брекчиях (по [29]).

1 - рудоносные доломиты; 2 - нецементированные доломитовые брекчии, местами содержащие обломки руд; 3 - свинцово-цинковые руды с останцами доломитов; 4 - слоистые свинцово-цинковые руды

плоские субсогласные ответвления, сформированные в результате растекания рудообразующего раствора по слоистости.

Предкавказские прогибы раннетриасового заложения и Закавказский позднеюрский рифтогенный прогиб

В раннем мезозое Южное Предкавказье, Большой Кавказ и Северное Закавказье принадлежали к активной окраине Восточно-Европейского континента [1, 18]. В это время заложилась Кавказские сегменты Крымско-Кавказско-Копетдагского окраинного моря и Северо-Кавказско-Туркменско-Северо-Афганского вулканоплутонического пояса, а также Северо-Кавказский краевой вулканический пояс. Становление этих мегаструктур стимулировалось функционированием наклоненной на север и заходившей под Предкавказскую плиту зоны Бенъофа.

Формирование Предкавказских прогибов предшествовало поздне триасовой вулканоплутонической активности. Закавказский позднеюрский рифтогенный прогиб вероятно заложился синхронно с раскрытием Черноморского бассейна, имевшего место, как допускает Г.В. Казьмин (неопубликованные данные), в поздней юре.

Изучением рассматриваемых прогибов раскрываются существенные особенности формирования свинцово-цинкового (а также баритового и целестинового) стратифицированного оруденения в карбонатных толщах.

Предкавказские прогибы. Свинцово-цинковое (а также баритовое и целестиновое) стратифицированное оруденение локализовано в зоне Скалистого хребта Северного Кавказа, структурно сопряженного с Предкавказскими нефтегазоносными прогибами - Западно- и Восточно-Кубанским, Терско-Каспийским и Кусаро-Дивичинским. Они трассируют резкие пикные углубления Азово-Кубанской и Терско-Кумской впадин - крупных устойчивых наложенных структур Предкавказской плиты (фиг. 7).

В триасе, в южной части континентализированной до этого (в перми) Предкавказской плиты, заложилась глубинные разломы и возникли тектоногенные депрессии [2]. Они вписываются в Предкавказский сегмент Северо-Кавказско-Туркменско-Северо-Афганского поздне триасового вулканоплутонического пояса, выделенного В.Е. Хаимом [17].

Вулканические составляющие пояса в Предкавказье представлены андезитобазальтами, андезитами, андезитовыми порфиритами, трахандезитами и их пирокластолитами. Они локализованы в основании юры (на границе с триасом) и образуют накопления с установленной мощностью до 1200 м (основание не вскрыто). Б.Г. Сократов [14] выделяет и более древний (валанжинско-нижнекарнийский) осадочно-вулканогенный комплекс, мощность собственно эффузивной составляющей которого составляет 2000 м.

Формирование поздне триасового вулканоплутонического пояса шло синхронно с заложением юрско-неокомского Крымско-Кавказско-Копетдагского окраинно-морского бассейна. От осевой области последнего на север, под

вере, в рамках функционировавшего вулканоплутонического пояса, произошло сжатие. В этой обстановке андезитовый вулканизм сменился формированием гранитов, прорывающих триас и несогласно перекрытых юрой, а также кварцевых порфиров, вскрытых ниже средней юры [17].

В глобальном плане заложение Кавказского сегмента Северо-Кавказско-Туркменско-Северо-Афганского поздне триасового вулканоплутонического пояса, по-видимому, следует увязать с раннемезозойским (триас) движением Африканской и Восточно-Европейской платформ, в свою очередь обусловившим образование описанного выше Северо-Африканско-Южно-Европейского бассейна рифтогенной природы. Отдаленными (тыловыми) "эквивалентами" последнего являются триасовые прогибы юга Предкавказской плиты, сосредоточивающие мощные накопления продуктов триасового магматизма и вписывающиеся в контур указанного вулканоплутонического пояса.

В рассматриваемых прогибах поздне триасовый вулканоплутонический режим сменился терригенным (ранняя-средняя юра) и терригенно-карбонатно-эвапоритовым (поздняя юра) осадконакоплением, протекавшем в закрытых условиях. Максимум эвапоритообразования приходится на кимеридж и титон. По данным Л.Е. Витневского с соавторами [3], соленосные отложения (переслаивание известняков, доломитов, гипсов, ангидридов и каменных солей) слагают толщи мощностью до 1,5 км (Западное Предкавказье) и более 1 км (Терско-Каспийский прогиб), образуют максимальные мощности в устойчиво погружавшихся ранних грабенах, ограниченных разломами глубокого заложения; фациально замещаются красноцветными терригенными образованиями, развитыми на палеовозвышенностях, разграничавших грабены; вероятно участвуют в соляном диапиризме.

Верхнеюрские соленосные отложения и их фациальные эквиваленты - красноцветные образования - в некоем были трансгрессивно перекрыты карбонатными толщами.

В связи с позднеальпийской тектонической активизацией и перемещением отдельных блоков по разломам древнего заложения частично редуцировались соленосные грабены и нарушился их застойный артезианский режим. С данной тектонической перестройкой следует увязать металлогенические явления.

Эвапоритовый этап развития грабенов коррелируется с временем функционирования на юге активной межзональной тектонической ступени, в полосе которой в поздней юре происходило становление барьерно-рифтовой зоны (Финтинско-Шахдагский барьерный риф [6]). Эта зона вместе с прилегающими к ней с севера слоистыми толщами верхней юры-неокома слагает Скалистый хребет (см. фиг. 7), сосредоточивающий стратифицированное свинцово-цинковое, баритовое и целестинное оруденение.

Должно считаться очевидным металлогеническое значение поздне триасового вулканоплутонического пояса. Косвенно об этом может свидетельствовать металлогения сходного с этим поясом Северо-Кавказского нижне-

среднеюрского краевого вулканического пояса, расположенного южнее от его триасового эквивалента, сформированного в аналогичной тектонической обстановке [18] и контролировавшего формирование жильных свинцово-цинковых месторождений (Садонский тип, Северная Осетия).

Металлоносные флюиды постмагматической стадии поздне триасового магматизма могли образовывать как жильные полиметаллические тела вдоль магмовыводящих структур¹, так и (что более вероятно из-за специфической тектонической обстановки разгрузки флюидов) накапливаться внутри замкнутых прогибов ("насаженных" на магмовыводящие структуры) и трансформироваться в металлоносные рассолы. Не исключена также возможность поступления в прогибы металлоносных флюидов ранне-среднеюрского магматического цикла. Такое допущение косвенно подтверждается функционированием в ранней-средней юре зоны Беньюфа под Предкавказской плитой [18], ее магмо- и рудогенерирующим значением (например, юрский крайовой вулканический пояс и его рудоносность), а также посттриасовой активизацией структур (разломы, грабены), заложившихся ранее (триас).

Отдаленным отражением зарождения рассматриваемых прогибов рудным веществом (вслед за поздне триасовой вулкано-плутонической активностью, а также в связи с ранне-среднеюрскими эндогенными режимами), по нашему мнению, является слабо проявленная вдоль южной окраины Предкавказья стратиформная свинцово-цинковая минерализация. Она приурочена к окраинным (прибрежным) терригенным и карбонатным осадкам плинсбахского, ааленского, келловейского и оксфордского ярусов. По данным В.Б. Черницына [20], образование сульфидов происходило осадочно-диагенетическим способом: после перерывов в осадконакоплении - начале трансгрессивных циклов; внутри небольших лагун - на локальных участках в условиях сероводородного заражения и обогащения органикой; в ореолах юрских эффузивных накоплений, подстилающих рудоносные уровни.

Указанные прибрежные отложения погружаются на север. Мощности их возрастных эквивалентов резко нарастают в прогибах (под кимеридж-титонскими эвапоритами) - к северу от синседиментационных тектонических ступеней, ныне выраженных флексурными перегибами.

Наличие сингенетическо-диагенетических свинцово-цинковых проявлений в доэвапоритовых окраинных фациях может указывать на интенсивное зарождение рудным веществом их возрастных эквивалентов в наиболее прогнутых частях замкнутых прогибов, расположенных над поздне триасовыми магмовыводящими структурами. При соответствующем гидрохимическом режиме (замкнутый прогиб, засоление) эндогенные флюиды трансформировались в металлоносные рассолы. Они заняли подсолевую позицию и долгое время находились в захороненном состоянии под эвапоритами кимериджа и титона.

¹Предполагаемые рудоносные уровни находятся на больших глубинах и редкие скважины, пробуренные на нефть и газ, не информативны по данному вопросу.

В позднеальпийское время в связи с тектонической активизацией прогибов и нарушением режима захоронения металлоносных рассолов последние начали продвигаться к участкам с низкими градиентами давления. Такие участки обычно размещены вдоль структурных барьеров, ограничивших соленосные прогибы с южной стороны. Они и являются носителями известного и прогнозируемого свинцово-цинкового, а также баритового и цестеинового оруденения.

Закавказский рифтогенный прогиб. Свинцово-цинковое и баритовое стратифицированное оруденение локализовано в верхнеюрском рифтогенном комплексе, развитом в области сопряжения Гагра-Джавской зоны южного склона Большого Кавказа и Закавказского срединного массива (см. рис.7).

Рифтогенный комплекс трассирует северную периферию Закавказского эвапоритового прогиба, возникшего в поздней юре в результате деструкции Закавказского срединного массива. Он относится к типу рифтогенных структур [Е, 22]; Г. Надарейшвили, неопубликованные данные).

Предлагаемые расшифровки обстановок рудоотложения базируются на разработках, обобщенных в виде тектоно-фациально-палеовулканологической, петролого-минералогической и латерально-ярусно-металлогенической моделей.

В соответствии с тектоно-фациально-палеовулканологической моделью (рис. 8): в начале поздней юры, в позиции нынешней осевой полосы Западно-Грузинской депрессии (см. рис. 7), произошел раскол Закавказского срединного массива и заложился рифтогенный прогиб. Прогиб с севера ограничивался поднятием морского фундамента, в пределах которого в келловее - окофорде отлагались прибрежные терригенные (красноцветные) и терригенно-карбонатные породы, а в кимеридже-титоне формировались рифтогенный комплекс и барьерно-рифтовые сооружения. Поднятием рифтогенный прогиб разграничивался от расположенного севернее флишевого бассейна.

В полосе сопряжения северной периферии прогиба с рифтогенным комплексом реставрируется палеотектоническая ступень (ныне выраженная зоной субпараллельных флексур), к югу от которой исчезают рифтогенные образования и под трансгрессивно залегающим неоксом размещены карбонатные отложения (слоистые доломитизированные известняки, мергели), подстилающиеся эвапоритами. Мощность последних к югу, в сторону осевой зоны рифта, резко нарастает.

В рассматриваемом прогибе бурением установлена подэвапоритовая субщелочная вулканогенная серия, сложенная оливиновыми базальтами, трахибазальтами и реже трахитами. Вулканогенная серия, максимальной мощностью которой (изучена до 2000 м по мощности, основание не вскрыто) трассируется осевая зона рифта, характеризуется однородностью и отсутствием прерывов. При этом ставится вопрос о существовании в осевой зоне рифта бескорневой магматической системы, сформированной по модели магматического диапира.

От осевой зоны рифта к барьерно-рифовому его ограничению по латерали отмечаются: постепенное уменьшение галитовых накоплений в надвулканогенных соленосных отложениях; замещение вулканогенной серии и надвулканогенных соленосных образований единой терригенно-карбонатной соленосной серией; замещение соленосных отложений прибрежно-терригенными красноцветными осадками, которые фациально сопряжены с рифогенным комплексом и барьерно-рифовыми сооружениями.

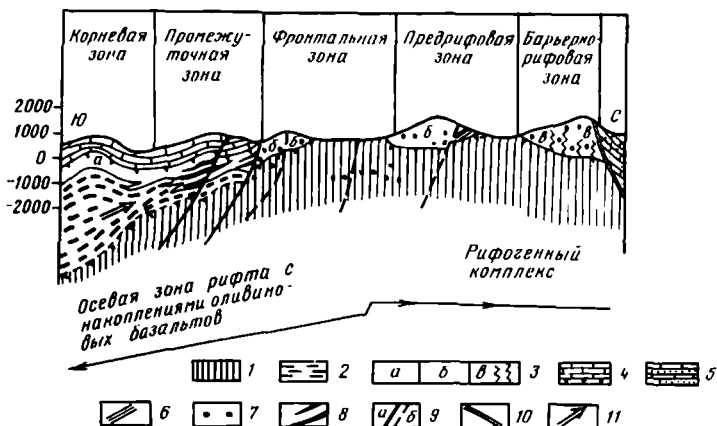
Разработанная с использованием результатов исследований Т.Ш. Гогишвили (неопубликованные данные), петролого-минералогическая модель раскрывает особенности метасоматических превращений в вулканогенных образованиях. Главными из них являются: широкое развитие метасоматитов с альбитом, селадонитом, кальцитом, хлоритом и ломонтитом; приуроченность к участкам метасоматических превращений вкрапленников и скоплений пирита, халькопирита, барита, галенита, сфалерита, гематита и магнетита; наличие в метасоматитах прикровельной части вулканогенной серии жил галита, а также прожилков галита с баритом, целеститом, доломитом и сульфидами; присутствие в зонах околожальных метасоматитов галитсодержащих ортоклаз-кальцит-доломитовых парагенезисов; повышенные содержания в галитах и гипсах меди, свинца, цинка, бария, стронция и ртути.

Гидротермальная система, обусловившая метасоматическое перерождение вулканитов, характеризовалась повышенными температурами (120–150 °C), установленными гомогенизацией газовой-жидких включений галитов из метасоматитов. Галиты из ортоклаз-кальцит-доломитовых парагенезисов имеют более высокие температуры (200–280 °C).

Приведенные данные свидетельствуют о функционировании эндогенной флюидной системы на постмагматической стадии рифтового вулканизма. С ее активностью следует увязать не только метасоматическое перерождение вулканитов, но и вынос на дно бассейна натрия, магния, хлора, серы и других компонентов, в том числе металлов. В ходе засоления (эвапоритизации) бассейна в придонных его углублениях накапливались и захоронялись металлонесные рассолы (трансформированные эквиваленты эндогенных флюидов). Они сосредоточивались в подсолонных пространствах.

В латерально-ярусно-металлогенической модели, отражающей конкретные закономерности локализации и размещения оруденения, просматривается единая рудоносная (рудообразовательная) система, состоящая из Корневой, Промежуточной, фронтальной, Предрифовой и Барьерно-Рифовой зон (см. рис. 6).

Корневая зона рудоносной системы, расположенная в осевой области рифта, представляла собой резервуар металлонесных рассолов. Промежуточная зона прослеживается вдоль южного борта палеотектонической ступени, ныне представленной флексурным перегибом. В период рудообразования последний выступал как структурный барьер, задержавший продви-



Р и с. 8. Схема сочленения эвапоритового рифтогенного бассейна и его ограничивающего рифтогенного комплекса (разрез с позицией составных частей рудоносной системы); положение разреза дано на рис.7

I – морской фундамент позднеюрского бассейна (глинистые сланцы и алевролиты плинсбах-товара, песчаники и алевролиты аалена, вулканогенные образования байоса); 2 – верхнеюрские эвапориты (соленосные глины, алевролиты и песчаники с примесью туфогенного материала, доломиты в верхней части толщи); 3 – верхнеюрская карбонатно-терригенная толща: а – доломиты, доломитизированные известняки, мергели, б – аргиллиты мергеля, доломитизированные известняки и известняки, в – рифтогенные известняки и их доломитизированные разности, рифовые сооружения, мергели; 4 – трансгрессивная толща известняков неокома; 5 – карбонатно-терригенный флиш верхней юры-нижнего мела; 6 – Ашриновское месторождение барита; 7 – мелкие свинцово-цинковые и баритовые проявления; 8 – предполагаемое стратифицированное свинцово-цинковое оруденение; 9 – разломы: а – тектонические ступени (структурные барьеры), б – второстепенные нарушения; 10 – тектоническая граница эвапоритово-карбонатного бассейна и флишевого прогиба; 11 – направление движения металлонесных рассолов.

жение на север металлонесных рассолов, а это означает, что зона отражает обстановку нахождения наиболее интенсивного стратифицированного свинцово-цинкового оруденения. Фронтальная зона располагается в северной части от указанного флексурного перегиба. В ее пределах развито большое количество разобценных мелких преимущественно стратифицированных свинцово-цинковых, барит-свинцово-цинковых и редко собственно баритовых проявлений. Все они локализованы в узких поперечных изгибах слоистости; оси последних увязываются с Промежуточной зоной. Предрифтовая зона сосредоточивает стратифицированное баритовое оруденение. Наиболее крупным является месторождение Ашра. Оно приурочено к поперечно ориентированной ленте сильно доломитизированных известняков верхнего окофорда. Лентообразная форма рудного тела обусловлена развитием оруденения вдоль узкого поперечного изгиба слоистости. Ось

изгиба (направление продвижения барьеносных рассолов) погружается на юг и увязывается с фронтальной и Промежуточной зонами рудоносной системы. Барьерно-Рифовая зона вмещает жильно-стратифицированное свинцово-цинковое оруденение (рудопроявления Дзыпра, Грдышха и др.). Характерно полное отсутствие барита. В зоне выделяются три рудоносных интервала. В каждом интервале свинцово-цинковая минерализация образует локальные разобщенные тела. Каждое из них заключено в чехле вторичных доломитов.

Становление охарактеризованного латерально-ярусно-металлогенического зонального ряда началось в связи с позднеальпийской тектонической активизацией. Соответствующие тектонические перестройки обусловили нарушение режима захоронения металлоносных рассолов и создали условия для их продвижения в сторону Барьерно-Рифовой зоны. Заложенные в рассолах возможности рудообразования при этом были реализованы в Промежуточной, Фронтальной, Предрифовой и Барьерно-Рифовой зонах (см. рис. 8).

Для расшифровки условий возникновения пространственно разобщенных свинцово-цинковых и баритовых проявлений и месторождений, вписывающихся в единый латеральный ряд зональности, на наш взгляд, наиболее правомерной является трехчленная модель рудообразующей системы (В.З.Ярошевич, неопубликованные данные): металлоносные рассолы (тыловая часть системы) - жидкие углеводороды - поровые воды (фронтальная часть системы). Отложение руд происходило при различных условиях нарушения стабильности этой триады: сульфидные руды отлагались при смешении металлоносных рассолов и жидких углеводородов; баритовые - при выгорании легкоокисляющихся органических соединений, резком снижении скорости продуцирования сероводорода и окисления серы рассолов в обстановке их смешения с поровыми водами.

Приведенная модель подчеркивает ступенчатое проявление рудообразовательных импульсов в общей последовательности функционирования рудообразовательной системы. При этом вполне правомерно говорить о сульфидной и сульфатной ступенях, которым соответствуют наблюдаемые в природе самостоятельные проявления свинцово-цинкового и баритового оруденения.

О ступенчатом, но близко одновременном, отложении руд в латерально-ярусной последовательности функционирования рассолов свидетельствуют результаты изучения изотопного состава серы рудослагающих сульфидов и сульфатов (рис. 9).

Фронтальная зона: прожилково-вкрапленная стратифицированная свинцово-цинковая минерализация (с подчиненным баритом) в песчаниках тора-ваалена (I); прожилково-вкрапленная минерализация галенита в вулканитах байоса (II) и песчаниках келловея оксфорда (III), гнезда халькозина в красноцветных конгломератах келловея (IV); Предрифовая зона: месторождение барита (Ашпра) в доломитизированных известняках

оксфорда (V); мелкие проявления барита (с наложенной сульфидной минерализацией) в доломитизированных известняках оксфорда, кимериджа и титона (VI); барьерно-рифовая зона: прожилково-вкрапленная стратифицированная свинцово-цинковая минерализация Ердзышлянской (VII) и Дзыршинской (VIII) групп в доломитизированных известняках титона.

Непосредственно прилегающие к Промежуточной зоне свинцово-цинковые и баритовые проявления по изотопному составу серы четко группируются в соответствующие интервалы изотопных значений, но не коррелируются.

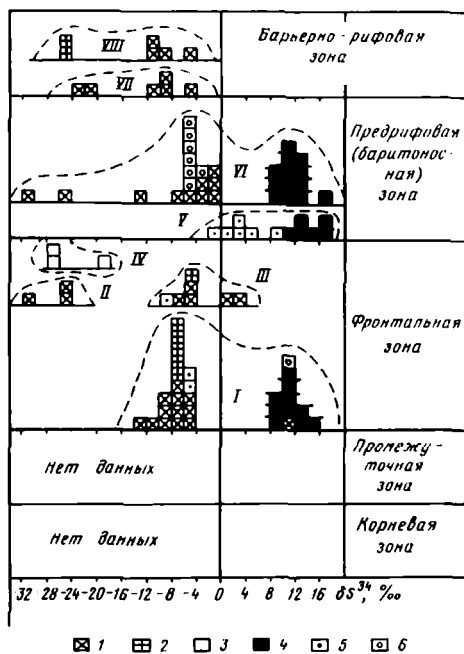
В Предрифовой зоне бариты мелких баритовых проявлений и крупного Ашпринского месторождения также четко группируются в идентичных с отмеченным для баритового оруденения интервалах изотопных значений.

К северу от северной периферии Промежуточной зоны свинцово-цинковые проявления везде имеют одинаковый спектр облегчения серы. При этом корреляция с баритовыми проявлениями не устанавливается.

В рассмотренных палеобассейнах, как и во многих их аналогах во всем мире, реставрируются сходные факторы формирования свинцово-цинкового (баритового, целестинового) стратиформного оруденения.

В становлении рудообразовательных систем определяющей была роль эндогенных факторов. Они проявились на начальных (большой частью рифтогенных) стадиях развития бассейнов в связи с магматическими активностями и процессами генерации металлоносных эндогенных флюидов.

Рудоносные системы сочетают: магмо- и флюидо-генерирующие глубинные структуры; зоны сосредоточения накоплений эндогенных флюидов; обстановки трансформации флюидов в металлоносные рассолы и длительного захоронения последних; области разгрузки рассоловмещающих сред и миграции рассолов; латерально-ярусные и латерально-вертикальные зональные ряды и обстановки нахождения месторождений.



Р и с. 9. Вариации значений δS_{34} сульфидов и сульфатов в рудах составных частей рудоносной системы

I - галенит; 2 - сфалерит; 3 - халькозин; 4 - барит; 5 - пирит; 6 - марказит; I-VI - см. объяснение в тексте

Рудообразовательные и рудоносные системы корневыми частями связаны с магмо- и флюидогенерирующими структурами. Рудообразовательная система в каждом конкретном случае представляла собой конечную синтезированную совокупность результатов функционирования эндогенных (металлоносные флюиды) и экзогенных (трансформированные флюиды-рассолы) факторов. Рудоотложение происходило при различных условиях нарушения стабильности синхронно мигрировавших составных частей триады: металлоносные рассолы - жидкие углеводороды - поровые воды.

Л и т е р а т у р а

1. Адамия Ш.А. Альпийское основание Кавказа - состав, строение, становление // Тектоника и металлогения Кавказа. Тбилиси. Мецниереба, 1984. С. 3-104.
2. Белов А.А. Тектоническое развитие Альпийской складчатой области в палеозое. М.: Наука, 1981. 210 с.
3. Вишневский Л.Е., Короновский Н.В., Панина Л.В. Кимеридж-титонские соленосные отложения Предкавказья и их место в структуре Предкарпатско-Дарвазского периферического пояса // Тез. докл. У1 краевой конф. Ессентуки, 1985. С. 154-155.
4. Гамкредидзе И.И. Тектоническое строение и альпийская геодинамика Кавказа // Тектоника и металлогения Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1984. С. 105-184.
5. Горжеский Д.И., Козеренко В.Н. О происхождении стратиформных свинцово-цинковых месторождений // Сов. Геология, 1971. № 7. С. 31-46.
6. Дотдзев С.И. О покровном строении Большого Кавказа // Геотектоника. 1986. № 5. С. 94-106.
7. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 226 с.
8. Лорткипандзе М.Б. Альпийский вулканизм и геодинамика центрального сегмента Средиземноморского складчатого пояса. Тбилиси: Мецниереба, 1980. 160 с.
9. Павлов Д.И. Возможный подход к разработке генетической модели формирования рудообразующих растворов стратиформного свинцово-цинкового оруднения (на примере Юго-Восточной Якутии) // Генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск: Наука, 1981. Т. 2. С. 55-57.
10. Попов В.В. Геологические условия экзогенно-гидротермального рудообразования. М.: Недра, 1980. 244 с.
11. Седлецкий В.И., Байков А.А., Бойко Н.И. Особенности строения и образования эвапоритовых формаций // XXII Международный геол. конгр. Доклады. Литология. М.: Наука, 1984. С.63-69.
12. Смирнов В.И. На Международном Симпозиуме по генезису свинцово-цинковых и барит-флюоритовых месторождений // Геология руд. месторождений. 1966. № 4. С. 7-14.
13. Смирнов В.И. Фактор времени в формировании стратиформных рудных месторождений // Там же. 1970. № 6. С. 3-15.
14. Сократов Б.Г. Новые данные по стратиграфии и корреляции триасовых отложений Восточного Предкавказья // Тез. докл. У1 краевой конф. Ессентуки, 1985. С. 41-43.
15. Твалчредидзе Г.А. О структурном контроле стратиформных месторождений цветных металлов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 5. С. 111-121.

16. Твалчрелидзе Г.А. Рудные провинции Мира (Средиземно-морский пояс). М.: Недра, 1972. 343 с.
17. Хаян В.Е. Северо-кавказско-Туркменско-Североафганский поздне-триасовый вулканно-плутонический пояс и раскрытие северной зоны Тетиса // Докл. АН СССР. 1979. Т. 249, № 5. С. 1190-1192.
18. Хаян В.Е. Региональная геотектоника. Альпийский Средиземно-морский пояс. М.: Недра, 1984. 333 с.
19. Хенни А. Минералогия, геохимические особенности и генезис месторождения Керзет-Юсеф (АНДР): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук., 1984. 18 с.
20. Черницын В.Б. Металлогения свинца и цинка. Киев: Наук. думка, 1985. 168 с.
21. Bigu-Duval B., Dercout I., Le Pichon X. From the tethys ocean to the Mediterranean seas: a plate tectonic model of the evolution of the Western Alpine System// Structural History of the Mediterranean Basins, Paris, 1977. P. 143-158.
22. Буадзе В.Д., Янелидзе Т.В., Гогришвили В.Г. Basic problems of the genesis of ore deposits of the Caucasus// Proc. Sixth Quadrennial IAGOD Symp. Stuttgart, 1984. P. 121-130.
23. Наганцук С. Sulfur isotopes and karst features of the Zn-Pb ores (Krakow-Silesian Zn-Pb deposits)// Problems of ore deposition: Fourth IAGOD Symp. Varna, 1974. Vol.11. P. 77-85.
24. Наганцук С. Metallogenic evolution of the Silesia-Cracow region// Research on the genesis of zing-lead deposits of upper Silesia, Poland. Warsaw, 1979. P. 110-132.
25. Мочнак К., Сас-Густкиевич М. The metasomatic zinc deposits of the Pomorzany mine (Cracow-Silesian ore district, Poland).// Ann. Soc. geol. Pol. 1981. Vol.51. P. 133-151.
26. Мерабет О., Попов А. Les bassins saliferes de L'Algerie // Geologie des depots salins : Actes coll. Hanovre, 1968. P. 96-117.
27. Рувьер Н., Пертуисот В., Мансouri А. Pb-Zn deposits and saltheating diapirs in southern Europe and north Africa// Econ. Geol. 1985. Vol.80, N 3. P. 666-687.
28. Сас-Густкиевич М. Zinc and Lead mineralization in collapse breccias of the Olkusz mine (Cracow-Silesian region, Poland)// Ann. Soc. geol. Pol. 1975. Vol.45. P. 303-326.
29. Сас-Густкиевич М. Stratified sulfide ores in karst cavities of the Olkusz mine (Cracow-Silesian region, Poland)// Ibid., P. 63-68.

УДК 553.068:553.44

Е.С. Зорин

ЭКЗОГЕННЫЕ ФАКТОРЫ ОБРАЗОВАНИЯ СТРАТИФОРМНЫХ СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Среди многочисленных стратиформных полиметаллических месторождений Казахстана, связанных с девонскими углеродисто-терригенно-карбонатной и карбонатно-вулканогенно-терригенной формациями, выделяются группы с различной ролью седиментационно-диагенетических, диагенетических и эпигенетических процессов в образовании и закономерностях локализации промышленно интересных концентраций металлов.

В первую группу объединяются месторождения каратауского типа, образование стратиформных руд которых произошло на стадиях седиментации

и диагенеза. Последующие динамические и температурные воздействия обычно не вызвали на этих месторождениях каких-либо значительных преобразований рудного вещества. Структурно-текстурные особенности рудоносных пород и руд, а также особенности пространственного распределения рудных элементов свидетельствуют о том, что образование сульфидов в осадке сопровождалось преобладающим послойным перераспределением рудных и породообразующих компонентов.

Во вторую группу объединяются полиметаллические месторождения ата-суйского типа, на которых первичное стратиформное седиментационно-диагенетическое оруднение значительно затухало и преобразовано последующими эпигенетическими процессами с выделением наиболее продуктивного, так называемого метасоматического этапа рудообразования. Для этих месторождений характерно значительное перераспределение рудных и породообразующих компонентов под воздействием температурных и динамических факторов. В качестве дополнительных энергетических источников, активизировавших перераспределение компонентов, выступают малые интрузии с повышенной щелочностью, устанавливаемые на большинстве месторождений этого типа.

В третью группу входят рудные объекты колчеданной формации рудно-алтайского типа. Для них седиментационные и диагенетические концентрации в конседиментационных структурах не столь характерны. Однако в этот этап образуются накопления фрамбоидального пирита, вплоть до образования серноколчеданных залежей, выступающие в последующем как участки минералого-геохимического барьера при образовании промышленных залежей полиметаллических руд, связанных с проявлением метасоматических процессов и формированием порфировых интрузий.

Настоящая статья посвящена изложению результатов исследований факторов, определяющих локализацию и генезис стратиформных свинцово-цинковых месторождений, связанных с верхнедевонской терригенно-карбонатной формацией Казахстана. Рудные тела на этих месторождениях являются естественным эволюционным элементом формирования рудоносной геологической формации. Анализ эволюции и металлогенических особенностей углеродсодержащих терригенно-карбонатных формаций позволяет рассматривать некоторые части их как рудноосадочные системы, включающие формирование и преобразование компонентов осадка на стадиях седиментации, диагенеза и катагенеза, перераспределение, концентрацию и фиксацию рассеянного рудного вещества, т.е. процессы отложения и саморазвития осадка, ведущие к образованию рудных скоплений.

Формирование стратиформных свинцово-цинковых месторождений включает два основных этапа – седиментационный и постседиментационный. На седиментационном этапе важнейшее значение имеют палеотектонический и палеофациальный факторы, которые определяют стратиграфическое и пространственное положения рудоносных отложений и пластовых рудных тел в разрезах продуктивных формаций; формируют геохимическую специализацию отдельных стратиграфических горизонтов, зональность в распределении

рудных и породообразующих компонентов по латерали и в разрезе. Влияние этих факторов сказывается на ритмичности в строении продуктивных формаций, многоярусности и возрастном скольжении оруденения, а через палеорельеф седиментационных структур проявляется в конкретном распределении рудных компонентов в пределах месторождений, определяя морфологические особенности и вещественный состав руд.

В постседиментационный эпигенетический этап первичное стратиформное оруденение подвергается дальнейшему преобразованию при складкообразовании, воздействии более поздней магматической деятельности, региональном и дислокационном метаморфизме и т.п. Часто наблюдаются значительные преобразования сингенетических руд, вплоть до их перетолжения, а также наложения продуктов более поздних гидротермальных процессов на первично-осадочное оруденение.

Однако проведение детальных литолого-фашиальных, стадияльных, изотопно- и минералого-геохимических исследований позволяет, как правило, выявлять его исходную сингенетическую природу.

Закономерности размещения стратиформных свинцово-цинковых месторождений, особенности локализации конкретных рудных тел, морфологические типы руд характеризуют вполне определенные геотектонические, стратиграфические, формационные, литолого-фашиальные, геохимические и структурно-минералогические факторы и признаки, которые позволяют судить о роли и масштабах проявления сингенетических и эпигенетических процессов в каждом конкретном случае рассматриваемого типа оруденения.

Важным критерием в выяснении перспектив и генезиса стратиформных свинцово-цинковых месторождений является их геотектоническая позиция. Анализ закономерностей размещения полиметаллического оруденения в зависимости от этого критерия показывает, что оно встречается практически во всех геотектонических позициях, однако известное промышленное оруденение атасуйского, каратауского и токелийского типов приурочено к областям, характеризующимся орогенным сводово-глыбовым геотектоническим режимом. Устанавливается верхнерифей-вендский и фамен-турнейский стратоедини интенсивного развития стратиформного полиметаллического оруденения в вулканогенно-осадочных и амагматичных депрессиях и прогибах. При этом наблюдается четкая приуроченность месторождений к бортовым частям этих палеоструктур, характеризующимся активным тектоническим режимом и разнообразием фашиальных условий седиментации.

Формационный и стратиграфический контроль рассматриваемого оруденения являются весьма важными признаками его сингенетичного происхождения. Для стратиформных полиметаллических месторождений Казахстана характерна их тесная связь только с углеродисто-терригенно-карбонатной, углеродисто-карбонатно-терригенной и известняково-доломитовой геологическими формациями фамен-турнейского стратоедини. Для этих формаций, кроме приуроченности промышленных месторождений, характерно также широкое распространение менее сконцентрированного оруденения в виде

очень большого количества рудопроявлений, точек минерализации и первичных геохимических ореолов. При этом внутри формаций отмечается более частая приуроченность цинково-свинцового с баритом оруденения к существенно карбонатным известняковым и доломито-известняковым типам разрезов, свинцово-цинкового - кремнисто-карбонатным, а медносвинцово-цинкового с баритом - к карбонатно-терригенным и терригенно-карбонатным, иногда с примесью вулканогенного материала. Эта закономерная связь особенностей состава осадочных рудоносных формаций и развитого в них стратиформного оруденения является показателем сингенетичного происхождения руд.

Важнейшую, если не определяющую, роль в формировании и особенностях размещения стратиформных свинцово-цинковых месторождений играют палеотектонический и литолого-фациальный факторы. При этом месторождения обычно локализуются в областях сочленения разноглубинных литофаций. Так, в Каратау все промышленные месторождения приурочены к областям, характеризующимся значительным изменением литофаций фаменских отложений, происходящим на небольшом расстоянии и сопровождающимся изменением их мощностей. Наиболее интересными в отношении промышленного оруденения в этом регионе являются доломито-известняковая и известняково-доломитовая литофации. В Атасуйском и Карагайлинском рудных районах рудоконтролирующими являются илово-впадинные карбонатно-терригенные литофации или их стыки с мелководными рифогенными и прибрежно-пляжевыми фациями.

Для рудоносных литофаций характерно широкое развитие региональных первичных геохимических ореолов рудных и сопровождающих их элементов. Эти ореолы, приуроченные к конкретным стратиграфическим и литологическим горизонтам, протягиваются на десятки и сотни километров.

Так, для карбонатных фамен-турнейских отложений Каратау характерны повышенные содержания свинца и цинка, на участках без сульфидной минерализации. В распределении свинца и цинка бария и серебра, железа и марганца устанавливается зависимость от литологического состава и фаций карбонатных пород. Наиболее часто эти элементы присутствуют в доломитах и известковых доломитах с ленточной, плитчатой, псевдооолитовой или первично-водорослевой текстурой известняково-доломитовой и доломитовой литофаций фаменских отложений, а породы известняково-мергельной литофации обеднены ими. Для отложений известняково-доломитовой и доломитовой литофаций характерны содержания свинца в десятые и сотые доли процента, а для известняково-мергельной - в тысячные и десятитысячные. Такое распределение элементов является отражением изменяющихся физико-химических и гидродинамических условий отложения различных литологических типов пород - от мергелей до доломитов включительно [2].

Стратиформные залежи свинцово-цинкового оруденения в фаменских отложениях Каратау размещаются в строго определенных фациальных зонах и смещаются по разрезу или по площади при смещении этих зон. При ис-

чезновении благоприятной фациальной зоны из разреза исчезает и свинцово-цинковое оруденение. Этот факт, когда наблюдается четкая зависимость концентрации свинцово-цинкового оруденения в разрезе фамен-турнейских отложений от размещения фаций и фациальных зон, является важнейшим показателем сингенетичной природы стратиформного оруденения [3, 4].

Определяющим условием формирования крупных стратиформных свинцово-цинковых месторождений является возникновение и довольно продолжительное существование конседиментационных котловин с ватрудненным водообменом и лагунными биохомогенными условиями седиментации на фоне открытого моря, что в условиях Каратау выражается в проявлении известняково-доломитовых и доломито-известняковых литофаций среди известняковых и известняково-мергельных образований значительной мощности.

В таких палеофациальных условиях сформировались известные месторождения Миргалимсай и Шалкия.

Локализация отдельных рудных тел месторождений определяется внутренней морфологией палеокотловин, отражающейся в изменении мощностей рудоносных отложений. Так, в пределах месторождения Миргалимсай мощность рудного горизонта изменяется от 2-4 до 24-28 м и в плане имеет довольно сложную форму. Как правило, наиболее богатое и выдержанное оруденение приурочено к центральным частям этих палеокотловин, а по направлению к их периферии наблюдается постепенное выклинивание рудных тел, сопровождающееся уменьшением мощностей и замещением доломитовых разностей пород известняковыми.

На месторождении Миргалимсай устанавливается приуроченность высоких содержаний свинца, бария и серебра к зоне повышенных мощностей рудного горизонта (14-20 м). В этой же зоне обычно выделяются три стратифицированные рудные залежи с балансовыми содержаниями рудных элементов. На месторождении Шалкия при увеличении мощностей рудоносного горизонта с 50-60 до 200-250 м наблюдаются параллельное увеличение мощностей рудных тел и возрастание их количества с 1-2 до 3-4.

По вертикали в рудных телах наблюдается послонный характер распределения содержаний свинца и цинка, обусловленный переслаиванием тонкослоистых и слоистых пород доломитового, известняково-доломитового, кремнисто-доломитового или углеродисто-глинисто-доломитового состава.

Для крупных месторождений характерно многократное чередование горизонтов со стратиформным свинцово-цинковым оруденением. Причем наблюдается постепенное увеличение его интенсивности к средним частям разреза фаменских отложений при приближении к основному рудоносному горизонту и с постепенным затуханием масштаба проявления оруденения по мере удаления от него вверх по разрезу. Это генетически связано с продолжительностью существования и развития рудогенерирующей конседиментационной котловины и свидетельствует о том, что первичное накопление рудного вещества в ходе осадкообразования было длительным и преобладающим.

Менее благоприятным для промышленного рудообразования является возникновение и существование конседиментационных структур на протяжении седиментации отдельного слоя или нескольких слоев с их фаціальным замещением. В таких палеоусловиях происходило формирование большого количества свинцово-цинковых рудопоявлений и точек минерализации, не имеющих промышленного значения.

Размеры рудолокализирующих котловин в плане для промышленных месторождений обычно измеряются несколькими квадратными километрами. Конфигурация их изменяется от овальной (Миргалымсай) до вытянутой в одном из направлений (Шалкия). Описанная важнейшая роль палеоструктурных и палеофаціальных факторов в формировании стратиформного полиметаллического оруденения хорошо проиллюстрирована также многочисленными примерами в работе У.А. Асаналиева [1] по Тянь-Шаню и А.А. Рожнова и др. [5] по Атасуйскому району в Центральном Казахстане.

При детальном исследовании геолого-геохимических особенностей месторождений Миргалымсай и Шалкия было установлено, что распределение рудных и породообразующих элементов на этих объектах самым тесным образом связано с особенностями строения рудных горизонтов (изменением мощностей, степени доломитности и структурно-минералогического состава), являющихся отражением условий их седиментации. Среди них основную роль в формировании месторождений играла морфология морского дна, которое на общем фоне мелководного моря имело на участке Миргалымсайского месторождения вид пологой овальной несколько вытянутой в северо-западном направлении котловины, а на участке месторождения Шалкия также ориентированного в северо-западном направлении желеобразного углубления или уступа с несколько затрудненной циркуляцией вод. В зависимости от конфигурации впадин, интенсивности водообмена с окружающим морским пространством и изменения общего гидрохимического и гидродинамического режимов окружающего моря в них возникало местное, вполне определенное зональное распределение фаціальных обстановок. Эти изменяющиеся в пространстве и во времени условия контролировали распределение мощностей, степени доломитности и структурно-минералогических особенностей рудных горизонтов, породообразующих и рудных химических элементов.

Так, на месторождении Миргалымсай состав рудного горизонта изменяется от доломитов через промежуточные разности до слабо доломитовых известняков. Наиболее распространены слабо известковистые и известковистые доломиты. Наблюдается закономерное уменьшение степени доломитности пород от центра рудного поля к его периферии, причем доломиты постепенно сменяются слабо доломитовыми известняками. В южных частях горизонта наиболее распространены чистые доломиты, контуры пород различной степени доломитности отличаются значительным разнообразием. В верхних частях горизонта отмечается сокращение площади распростра-

ния слабо известковистых доломитов, которые постепенно отступают к центру рудного поля и замещаются более известковистыми разновидностями пород.

Структурно-минералогический состав рудного горизонта характеризуется значительным разнообразием и неоднородностью. Более известковистые разновидности пород - слабо доломитовые и доломитовые известняки имеют однородный структурный состав. По мере возрастания степени доломитности пород он усложняется, возрастает количество доломитового шпата и доломитового микрита, оолитов, псевдооолитов, онколитов, желваков, детрита доломитового состава. Нижняя часть горизонта в северной и северо-восточной частях месторождения характеризуется преобладанием доломитового шпата и значительным распространением оолитов, онколитов, желваков и детрита. В центре месторождения отмечается увеличение количества пелитоморфных разновидностей пород за счет снижения содержания кристаллических элементов. Количество оолитов, детрита и онколитов сохраняется. В южной и юго-западной периферийных частях месторождения преобладают пелитоморфные разновидности, значительно уменьшается содержание оолитов, онколитов, детрита, желваков.

Установлена следующая общая схема распределения повышенных содержаний в пределах месторождения от его периферии к центру: цинк - кремний - алюминий - марганец - свинец - железо - серебро - барий, которая почти полностью совпадает с рядом последовательности осаждения гидроксидов металлов этих элементов из разбавленных растворов при увеличении pH.

Исследованием влияния степени доломитности пород на распределение рудных и породообразующих элементов установлено, что максимальные средние содержания свинца приурочены к известковистым доломитам. В ряду известняк-доломит среднее содержание цинка понижается, а бария повышается. С ростом доломитности пород количество кремния в них снижается. Наиболее высокие содержания марганца и железа приурочены к известковистым доломитам.

В рудах с помощью линейного корреляционного анализа установлена зависимость между целым рядом химических элементов. Так, свинец обладает довольно сильной линейной связью с железом, марганцем, алюминием, кремнием; цинк имеет устойчивую прямую связь с марганцем и обратную - с барием. Установлена положительная линейная значимая связь между железом и марганцем, железом и алюминием, марганцем и кремнием, алюминием и кремнием. Положительные или отрицательные связи отражают пространственную близость или разобщенность различных элементов в пределах месторождения. Положительная линейная зависимость между свинцом и железом, свинцом и марганцем, свинцом и алюминием, цинком и марганцем, вероятно, отражает генетическую связь при их соосаждении.

О тесной связи пороодо- и рудообразования свидетельствует также довольно широкое распространение в рудоносном горизонте месторождения Миргалымсай карбонатной формы свинца, являющейся изоморфной примесью в известняках и доломитовых известняках. Такой свинец составляет от 2-5 до 15-25 % от общего его содержания в рудах. При этом содержание карбонатной изоморфной примеси возрастает в существенно известняковых разностях пород по периферии месторождения.

Исследование текстурно-структурных особенностей руд и пород стратиформных месторождений позволяет проследить всю сложную историю их формирования и последовательного развития на стадиях седиментации, диагенеза, катагенеза, динамометаморфизма, гидротермального метаморфизма и выветривания.

В процессе седиментации и диагенеза образуются вкрапленная, слоистая, ритмично-слоистая, пятнистая, органогенная, глобулярная, псевдооолитовая, аллотриоморфнозернистая текстуры и структуры. Разновидности жальных структур отражают катагенетические и гидротермальные процессы. При метаморфизме образуются брекчьевая, плейчатая, сланцеватая, линзовидная текстуры, а также структуры дробления, смятия, перекрытия, стальнойзации, двойникования.

Продолжим рассмотрение особенностей локализации и формирования стратиформного оруденения на примере месторождений Миргалымсай и Шалкыя.

Руды месторождения Миргалымсай представляют собой первичные карбонатные породы, в различной степени минерализованные рудными компонентами. Характерной особенностью руд является резкое обогащение их нерудным материалом. Это - доломиты, известковистые доломиты, доломитистые известняки и известняки слоистого, массивного или псевдооолитового строения, содержащие рудные минералы в виде рассеянной или послойной вкрапленности, мелких просечек и очень редко небольших агрегативных скоплений.

В известковистых доломитах, имеющих макропсевдооолитовую текстуру с прослоями тонкодисперсного глинистого материала, наблюдается увеличение количества рудных минералов. Рудные минералы - галенит, сфалерит, пирит - имеют скрытозернистую коломорфно-метаоолитовую структуру. Состав прожилков обычно полностью соответствует составу вмещающих пород, границы прожилков не резкие, наблюдаются постепенные переходы во вмещающие породы. Миндалины и крупные вкрапленники рудных минералов также находятся обычно в окружении более крупных выделений нерудных минералов.

Наиболее выдержанной является послойная и рассеянная вкрапленность, не связанная с трещинной тектоникой. Интенсивное проявление трещин и смятие пород нарушает выдержанность этого типа оруденения.

При изучении зависимости между структурно-морфологическим составом пород и содержанием в них различных химических элементов установлено, что для свинца, цинка, марганца, железа характерна отчетливая

прямая связь с наиболее тонким (пелитоморфным) структурным компонентом породы — доломитовым микритом и обратная связь с доломитовым шпатом, образовавшимся в результате перекристаллизации первичной пелитоморфной карбонатной породы. Процессы перекристаллизации первичной карбонатной породы происходили тем интенсивнее, чем меньше она содержала различных примесей. Так, увеличение содержания марганца, железа, свинца, цинка, задерживало, а повышение содержания кремния активизировало перекристаллизацию породы. По-видимому, процесс перекристаллизации также сопровождался перераспределением примесей и их частичным вытеснением в окружающие пелитоморфные участки.

При изучении зависимости между структурно-минералогическими особенностями пород и распределением в них галенита установлено, что с увеличением в породе доломитового шпата происходит уменьшение общего содержания галенита. С возрастанием этой составляющей уменьшается количество вкрапленников и тонких прожилков галенита размером 0,02–0,2 мм, увеличивается количество агрегатов галенита и средний размер его выделений. Другими словами, количество и форма выделений галенита связаны со степенью перекристаллизации рудоносных карбонатных пород.

На месторождении Падья закономерности локализации свинцово-цинкового оруденения также достаточно четко определяются палеоциальными особенностями формирования рудоносной пачки джизаганатинской свиты фамена. В ее состав входят глинисто-кремнисто-доломитовые, кремнисто-доломитовые ритмично-слоистые породы (ритматы), серые и темно-серые массивные доломиты, органогенно-обломочные слабо глинистые, участками кремнистые доломиты, седиментационно-диагенетические брекчии доломитов и ритмитов однократного и многократного обрушения. Для пачки характерны высокое содержание магния, кремнезема, железа, алюминия, свинца, цинка, а также широкое развитие микрослоистых текстур.

Рудоносная пачка по текстурно-структурным особенностям и вещественному составу пород подразделяется на шесть подпачек. Каждая подпачка складывается вполне определенным литогенетическим типом пород, обладающим характерными структурами и текстурами, минералогическим и химическим составом. Выделяются: подпачка нижних пиритово-кремнистых ритмитов, подпачка нижних серых доломитов, подпачка средних продуктивных ритмитов, подпачка ритмито-доломитовых пятнистых брекчий, подпачка верхних продуктивных ритмитов и подпачка верхних черных и темно-серых доломитов.

Мощность рудоносной пачки в пределах месторождения изменяется от 60 до 300 м. Изменение мощности рудоносной пачки обычно сопровождается значительным изменением степени доломитности слагающих ее пород.

Основными рудными минералами на месторождении являются сфалерит, пирит и галенит, преобладающими текстурами руд: вкрапленная слоистая, ритмично-слоистая и пятнистая. При появлении в породах хотя бы слабо выраженной слоистости распределение рудных минералов также приобретает

ет послонный характер. Слоистость руд обуславливается чередованием слойков различного минерального состава, а также интенсивностью проявления рудной вкрапленности.

Породообразующие минералы вместе с пиритом, сфалеритом и галенитом образуют неравномерную ритмичность, когда чередование слойков не закономерно; ритмичную слоистость с правильной повторяемостью слойков членов ритма. По своему внутреннему строению ритмы очень разнообразны. Встречаются косослоистые текстуры, когда на частично размытую поверхность нижнего слойка под углом накладывается верхний слой. Между слойками иногда наблюдаются микрополости отслоения, которые выполняются кристаллическим доломитом или кальцитом и переотложенным кристаллически зернистым сфалеритом и галенитом. На послонное оруденение накладываются кварц-доломитовые прожилки со сфалеритом и галенитом. Состав жильного и рудного выполнения прожилков обычно соответствует составу пересекаемых ими слоев.

Сульфидная минерализация (отдельные редкие прожилки, единичные гнездообразные скопления и вкрапленники сфалерита, галенита и пирита) наблюдается практически во всех литогенетических типах пород и подпачках рудоносной пачки.

Однако в распределении промышленно интересного свинцово-цинкового оруденения на месторождении установлен четкий стратиграфо-литологический контроль, который проявлен в приуроченности рудных тел к подпачкам средних и верхних продуктивных ритмов.

Детальным исследованием ненарушенных столбиков керна с помощью микрорентгенрадиометрического анализатора и сплошного микроскопического изучения сопряженных полированных и прозрачных шлифов было установлено, что распределение сфалерита и галенита и соответственно содержания свинца и цинка в рудоносных ритмах имеют неравномерный характер от слойка к слойку и зависят от их литологического состава и внутренних структурно-текстурных особенностей.

Наиболее обогащены цинком и свинцом слойки сложного литологического состава: углеродисто-кремнисто-глинистые, углеродисто-кремнисто-доломитовые и углеродисто-доломито-глинистые. Наименьшими содержаниями характеризуются слойки существенно доломитового и существенно кремнистого составов. Высокими содержаниями цинка и свинца характеризуются микрополости отслоения, образовавшиеся в диагенетическую стадию формирования пород.

Кроме того, установлено, что интенсивность цинкового и свинцового оруденения увеличивается при увеличении степени слоистости рудоносных ритмов.

Богатая послонная вкрапленность сфалерита и галенита приурочена к слойкам тонкослоистой внутренней текстуры, а также к границам таких слойков. В слойках с массивной или неяснослоистой внутренней микроструктурой обычно наблюдается бедная рассеянная вкрапленность рудных

минералов. Слойки с массивной внутренней текстурой и бедной вкрапленной рудной минерализацией по суммарной мощности значительно превышают тонкослоистые слои с богатой послойной рудной минерализацией.

В рудоносной пачке устанавливается четкий оптимальный интервал содержания кремнезема (42–47 %), с которым связаны высокие содержания цинка, свинца, а также железа и алюминия. Этот оптимальный интервал содержания кремнезема совпадает со средним содержанием этого компонента в рудоносных ритмитах. В рудоносной пачке также наблюдается устойчивое увеличение содержания цинка, свинца и железа при повышении в породах количества алюминия, который входит в состав тонкодисперсных глинистых минералов наиболее широко развитых в ритмитах продуктивных подпачек – т.е. в рудоносной пачке распределение цинка и свинца четко зависит от содержания в рудоносных породах кремния и алюминия, особенности локализации которых самым тесным образом связаны с процессами седиментации рудоносных отложений.

Увеличение в ритмитах кремнистой или доломитовой составляющих, выражающееся в появлении существенно кремнистых или доломитовых прослоев, а иногда и полном изменении состава и текстурных особенностей (увеличение грубослоистости) ритмитов приводит к значительному уменьшению содержания в них свинца и цинка.

На основании изложенного материала можно заключить, что на стратиформных свинцово-цинковых месторождениях рассмотренной группы локализация оруденения достаточно четко определяется палеотектоническими и палеофаціальными особенностями формирования рудоносных отложений в специфических условиях полуизолированных котловин на фоне открытого мелководного моря. Литогенетические типы пород и текстурно-структурные особенности пород и руд отражают сложный процесс формирования рудоносных отложений на стадиях седиментации, диагенеза и катагенеза.

Л и т е р а т у р а

1. Асавадиев У.А. Закономерности размещения стратиформных месторождений Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1984. 288 с.
2. Зорин Е.С. Генетические особенности и некоторые закономерности размещения стратиформного цинково-свинцового оруденения в Каратау // Новые данные по геологии медных и полиметаллических месторождений Казахстана. Алма-Ата: КазИМС, 1973. С. 36–46.
3. Зорин Е.С., Милеева Л.А. Литофациа фаненских отложений Каратау и закономерности размещения в них свинцово-цинкового оруденения // Геология, геохимия и минералогия месторождений цветных металлов Казахстана. Алма-Ата: КазИМС, 1976. С. 68–81.
4. Зорин Е.С., Милеева Л.А. Литофациа нижнекаменноугольных отложений Каратау и закономерности размещения в них свинцово-цинкового оруденения // Геология и закономерности размещения полиметаллических месторождений Казахстана. Алма-Ата: КазИМС, 1977. С. 3–16.
5. Рожнов А.А., Бузмаков Е.И., Митряева Н.М. и др. Стратиформные месторождения Атасуйского района // Вопросы генезиса стратиформных месторождений цветных металлов. Алма-Ата: КазИМС, 1963. С. 27–45.

Д.И. Горжевский, Д.И. Павлов

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕНЕЗИСА
СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СТРАТИФОРМНОГО ТИПА
(ЭНДОГЕННЫЕ И ЭКЗОГЕННЫЕ ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ)

К стратиформным относятся три формационных типа свинцово-цинковых месторождений: 1) колчеданно-полиметаллические в осадочно-вулканогенных породах (Рудный Алтай, Малый Кавказ в СССР, типа Куроко в Японии и др.); 2) колчеданно-полиметаллические в песчано-сланцевых отложениях (железный склон Кавказского хребта в СССР, Саливан в Канаде, Маунт-Айза и Хилтон в Австралии и др.); 3) свинцово-цинковые в карбонатных и сланцево-карбонатных породах (Миргалымсай, Шадкля, Учкулач в СССР, Пайн-Пойнт в Канаде, группа месторождений в районе Миссисипи-Миссури в США и др.).

Происхождение месторождений первого формационного типа тесно связано с процессами вулканизма; им посвящена обширная литература. Процессы формирования месторождений второго и третьего типов связаны с явлениями литогенеза, они и рассматриваются в настоящей статье.

Как известно, проблема происхождения руд решается путем выяснения характера и способа отложения рудного вещества, источников металлов и воды, форм переноса рудного вещества, а также соотношения экзогенных и эндогенных факторов рудообразования. В литературе для рассматриваемого типа месторождений обычно экзогенные факторы связывают с сингенетическими процессами, а эндогенные — с эпигенетическими, поэтому ниже приводятся данные, по мнению ряда исследователей, свидетельствующие в пользу сингенетического или эпигенетического происхождения свинцово-цинковых руд, локализованных в осадочных породах. Затем сопоставляются геологические условия формирования стратиформных свинцово-цинковых и нефтяных месторождений, рассматриваются возможные генетические причины обнаруживающихся связей и делаются выводы о "экзогенности-эндогенности" рудообразующих факторов.

Индикаторы сингенетического отложения руд обосновываются в многочисленных работах М.М. Константинова, Н.М. Страхова, Е.С. Зорина, В.М. Попова, Н.С. Скрипченко, У.А. Асаналиева, И.В. Плещенко и др. К ним относятся: приуроченность оруденения к определенным элементам осадочных ритмов; широкое площадное распространение горизонтов с рудной минерализацией; приуроченность месторождений к рифтовой и слоисто-известняковой формациям; зависимость количественных изменений минерального состава руд от характера ассоциирующихся отложений [6, 9]; приуроченность месторождений к определенным фациям осадочных пород (см. статью Е.С. Зорина "Экзогенные факторы образования стратиформных свинцово-цинковых месторождений" в настоящем сборнике); ассоциация руд с органическим веществом, широко рас-

пространенная по латерали, обуславливающая восстановительный характер среды, нередко с сероводородным заражением.

Кроме того, исследователи обратили внимание на развитие в минералах руд некоторых месторождений однофазных жидких низкотемпературных включений [2С], а также на то, что руды иногда обеднены тяжелым изотопом серы, что может указывать на бактериальное происхождение серы из сульфатов морской воды [1Е]. Все эти признаки действительно характерны для многих рудопроявлений и месторождений, однако, как правило, в относительно крупных месторождениях наряду с ними появляются и другие признаки, свидетельствующие о важной роли эпигенетических процессов рудообразования.

Индикаторы эпигенетического образования руд обосновываются в многочисленных работах Ф.И. Вольфсона и В.В. Архангельской, А.Д. Щеглова, Г.А. Твалчрелидзе, Э.И. Кутырева, Г.В. Ручкина. Это: часто встречающиеся секущие контакты рудных тел по отношению к слоистостям вмещающих пород; наложение оруденения, проявленного в виде секущих прожилков на уже литифицированные породы [8]; наложение оруденения на породы, ранее претерпевшие эпигенетическую доломитизацию [10]; выполнение рудами предварительно возникших свободных (часто карстовых) полостей в уже литифицированных породах или отложение руд метасоматическим способом; многостадийность рудной минерализации, причем последующие стадии образуются нередко при более высокой температуре, чем предшествующие [10, 2С]; присутствие в минералах двух-трехфазовых включений с высокими температурами гомогенизации (150-250 °С); обогащение руды тяжелым изотопом серы - продуктом абиогенного восстановления [1Е].

Эти признаки, наряду с реликтами сингенетических руд среди эпигенетических, характерны для многих крупных месторождений. Главными причинами эпигенетического рудоотложения, по-видимому, являются дегазация растворов и вызванные ею изменения pH и распад комплексных соединений, а также развитие замещений сульфидов сульфидами в соответствии с их положением в известном ряду Шюрмана (сфалерит замещает пирит, галенит замещает их обоих, при этом высвобождается сера).

В недавно опубликованной работе [33] на многочисленных примерах показано, что стратиформные свинцово-цинковые месторождения почти всегда связаны с глубинными структурами, которые в отдельных случаях расщепляются как рифтогенные структуры - главным образом авлакогены, заложенные в докембрийское время и испытавшие более позднюю активизацию. По мнению Г.А. Твалчрелидзе, эти месторождения формировались в два этапа: в первый этап возникли сингенетичные скопления рудных минералов в карбонатных и терригенных породах; во второй (гидротермальный) произошли мобилизация и переотложение рудного вещества, приведшие к формированию промышленных залежей. В.И. Буадзе (см. статью "Эндогенные факторы формирования стратиформных свинцово-цинковых

месторождений" в настоящем сборнике) связывает образование стратиформных свинцово-цинковых месторождений с эвапоритовыми палеобассейнами рифтогенной природы. По его предположению, рудоносные системы корневыми частями связаны с магмо- и флюидогенерирующими структурами, благодаря чему и возникают металлоносные флюиды, которые при возникновении разломов, осложняющих строение более древних рифтов, перемещаются в вышележащие эвапоритовые толщи. Последние также являются закономерным членом рифтов. При этом металлоносные флюиды обогащаются солями и переходят в рассолы, которые могут сохраняться в толщах вмещающих пород длительное время, вплоть до возникновения новых разломов, по которым они поднимаются в вышележащие толщи доломитов, где и отлагают сульфиды металлов.

Источники металлов. Ряд исследователей считает, что источниками свинца и цинка во многих стратиформных месторождениях являлись сульфиды этих металлов, содержащиеся в горных породах, которые подвергались разрушению и размыву, а перенос металлов осуществлялся поверхностными водами. Однако в последние годы получены важные материалы, свидетельствующие о малой вероятности прямого формирования свинцово-цинковых руд за счет сноса металлов с древней суши поверхностными водами. Последнее обстоятельство обосновывается: отсутствием концентраций свинца в современных осадках бассейнов разной степени и характера солености, гидрохимического типа воды, величины рН и концентрации сероводорода - оз. Балхаш, моря Черное и Азовское, Тихий океан и др. [7]; невозможностью достижения содержащий металлов в водах морских бассейнов (в том числе подвергающихся испарительному концентрированию), сравнимых по величине с таковыми в природных рассолах [2, 13]; ограниченным участием терригенного материала в рудовмещающих отложениях (рекама сносится главным образом терригенный материал); тем, что необходимое для осаждения металлов в сульфидной форме сероводородное заражение исключает приток пресных вод.

Тем не менее металлы, сносимые с суши (в том числе и при подземном стоке), все же принимали участие в формировании месторождений. Они не могли непосредственно образовывать рудные залежи, но, захоронившись вместе с осадками и погружаясь на более глубокие уровни осадочных бассейнов, впоследствии извлекались поровыми водами, особенно водами рассольного типа.

Как известно, ионы калия, содержащиеся в калиевых полевых шпатах, могут в определенном количестве замещаться большими двухвалентными катионами - в первую очередь свинцом и барием, которые в этих случаях входят в решетку калиевого полевого шпата; при последующих процессах преобразования калиевого полевого шпата, в частности, при его альбитизации, происходит перестройка решетки и вынос свинца и бария. Иногда эти процессы приводят к образованию промышленных месторождений [6]. Цинк обнаруживает изоморфизм с магнием и двухвалентным же-

лезом и входит в состав фемических минералов - биотита и роговой обманки. При разрушении этих минералов и при замещении их хлоритом происходят очищение решетки от цинка и накопление его в поровых водах. Процессы извлечения свинца из калиевого полевого шпата охарактеризованы А.В. Копелювичем [12] и позже В.Н. Холодовым, Дж. Мейнардом и др.

Другим вероятным источником свинца являются карбонатные породы. Экспериментальные исследования [3] показали, что при осаждении из морской воды карбонатов кальция (арагонита и моногидрокарбоната) большая часть растворенного в воде свинца осаждается вместе с карбонатом кальция в виде изоморфной примеси и частично в виде мелких включений гидроперусита. Наличие изоморфной примеси свинца в карбонатах также отмечалось А.А. Жуденко, Э.С. Зориним и другими исследователями. В дальнейшем при доломитизации кальцита, свинец высвобождается из его решетки и обогащает поровые воды [13].

Л.Г. Богашовой [2] обосновано выщелачивание металлов (в том числе свинца и цинка) из терригенных отложений поровыми рассолами.

Наконец, следует обратить внимание на извлечение свинца и цинка из глины в ходе термодегидратационных процессов на глубинном уровне главной зоны нефтеобразования [23].

Таким образом, исследованиями многих специалистов установлено, что уже на стадиях диагенеза и раннего катагенеза значительная часть металлов благодаря взаимодействию подземных вод с вмещающими породами покидает эти породы и накапливается в подземных водах. Параллельно с извлечением металлов из погружающихся осадочных пород идет извлечение рассеянного органического вещества и образование легко растворимых металлоорганических соединений. В этом, требующем дальнейшего изучения обстоятельстве, заключается одна из причин связи стратиформных свинцово-цинковых месторождений, локализующихся в терригенно-карбонатных и карбонатных формациях, с месторождениями нефти и газа.

Руды колчеданно-полиметаллических месторождений, приуроченные к песчано-сланцевым отложениям, по мнению Н.К. Курбанова [15], первоначально возникли при субсинхронных гидротермально-осадочных процессах, связанных с вулканизмом. Однако позже они испытали воздействие постседиментационных диа- и катагенетических процессов, гидротермальный метаморфизм и регенерацию. Эпигенетические составляющие руд, имеющие важное практическое значение, возникли в результате привноса в сингенетические сульфидные тела коровыми флюидами хлоридных, а возможно, сульфидных и металлоорганических соединений металлов. Этот процесс происходил на фоне прогрессивного метаморфизма и нарастания температур коровых флюидов до 350-400 °С по мере погружения рудовмещающих отложений и стратиформных залежей в глубины элизионного бассейна. Для объяснения возможности значительного массопереноса в условиях слабо проницаемых глинистых отложений Н.К. Курбанов использовал гипотезу А.Г. Арье [1], обосновывающую возможность вертикального переме-

чения поровых вод в глубокозалегающих глинистых толщах на молекулярном уровне благодаря механизму флюидации. На реальное существование этого механизма и связанных с ним процессов, по мнению Н.К. Курбанова, указывает: во-первых, сходство состава эпигенетических сульфидов, их элементов-примесей и ассоциирующих с ними нерудных минералов с составом гидротермально-осадочных руд; и, во-вторых, существенная роль в формировании эпигенетических сульфидов абиогенных сульфатредуцирующих процессов, предусматривающих растворение поровыми водами рассеянных в катагенетически преобразуемых глинистых толщах сульфидов и органического вещества. По предположению В.И. Буадзе (см. статью "Эндогенные факторы формирования стратиформных свинцово-цинковых месторождений" в настоящем сборнике), источниками металлов могут являться и вулканогенные образования, приуроченные к осевым зонам рифтов, в процессе их метасоматических изменений.

Нами уже упоминалась связь стратиформных свинцово-цинковых месторождений в карбонатных формациях с нефтегазоносными бассейнами, выражающаяся прежде всего в их пространственной ассоциированности. Подобная ассоциированность отмечается в районах Западно-Канадского, Аппалачского, Иллинойского, Мичиганского бассейнов в Северной Америке, в районах нефтегазоносных бассейнов Северной Африки, Польши, а в СССР в Прибайкалье, Туркмении, Чу-Сарысуйской зоне Казахстана и т.д. [28].

В геологических условиях формирование нефтяных месторождений и стратиформных месторождений свинца и цинка в карбонатных формациях можно отметить следующие общие черты:

1) приуроченность тех и других месторождений к длительно и устойчиво развивавшимся положительным локальным структурам, осложнявшим общее прогибание краевых частей обширных осадочных бассейнов. Это либо конседиментационные поднятия, либо участки опусканий, развивавшихся в условиях мелководья и часто фиксируемых ростом рифовых построек. Тесная связь с рифовыми структурами не только нефтяных, но и свинцово-цинковых месторождений рассматриваемого типа имеет важное практическое значение [34];

2) частый контроль тех и других месторождений длительно существовавшими зонами глубинных разломов, рассекавшими напластование осадочных отложений;

3) сопоставимость температур формирования первичной (осадочно-диагенетической или гидротермально-осадочной) минерализации с температурой подземных вод современных "живых" нефтегазоносных бассейнов, формирующихся в условиях мезокатагенеза;

4) длительность и возобновляемость формирования (переформирования), что, как правило, происходит в условиях возрастания температуры до первых сотен градусов Цельсия. Такое возрастание сопряжено с восходящей миграцией металлоносных рассолов;

5) наличие в месторождениях нескольких залежей на разных уровнях и в разных литостратиграфических комплексах, что рассматривается нами как следствие прерывисто-непрерывного погружения центральных частей бассейнов и повторяемости циклов генерации и отжатия седиментационных и катагенных вод;

6) распространение в коллекторских породах нефтегазоносных бассейнов новообразованных минералов, характерных для руд и околорудных пород стратиформных свинцово-цинковых месторождений (пирит, сфалерит, галенит, кварц, доломит, кальцит, барит, флюорит и т.д.);

7) наличие во включениях минералов руд нефтей и твердых битумов нефтяного ряда;

8) наличие в рудах и околорудно-измененных породах окклюдированных нефтяных углеводородных газов;

9) соответствие состава жидких включений в минералах рудных залежей составу подземных вод нефтегазоносных бассейнов;

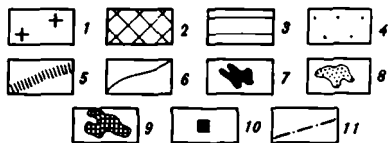
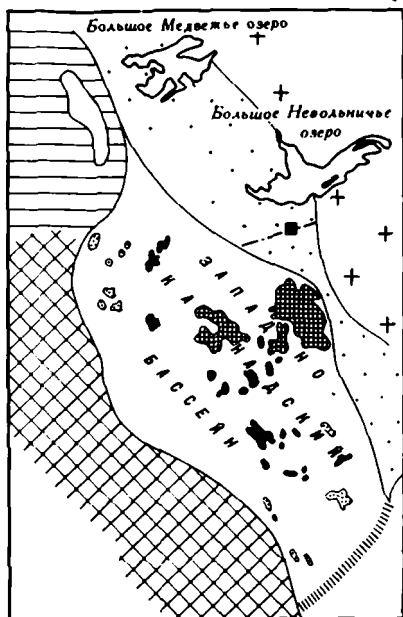
10) повышенные содержания свинца и цинка в подземных водах нефтегазоносных бассейнов, что часто приводит к осаждению минералов свинца на обсадных трубах;

II) стратиформные свинцово-цинковые месторождения, как правило, локализируются в "аконсервационной зоне" нефтегазоносных бассейнов [21]. Этим понятием [13, 21, 4] объединяются выделяемые при нефтегеологическом районировании преимущественно периферийные участки продуктивных бассейнов, где отсутствуют эффективные покрышки. Именно здесь, часто в еще слабо литифицированные верхние части разреза, длительно разгружались восходящие рудоносные растворы обычно повышенной температуры и минерализации, несущие не только металлы, но и необходимые для их осаждения компоненты — сульфат и органическое вещество. Соответствующие пространственные соотношения можно видеть в районах Лайн-Лойнт в Канаде, Миссисипи-Миссури в США и др. (рис. 1, 2).

Рассмотрим возможные генетические причины связи стратиформных свинцово-цинковых месторождений с нефтегазоносными бассейнами.

Нефтематеринские глинистые толщи обладают наиболее высокими по сравнению с другими осадочными породами содержаниями не только рассеянного органического вещества, но и металлов. Наибольшие запасы органического вещества и металлов приурочены обычно к приграничным территориям, расположенным между консолидированным основанием и подвижной областью. Там же располагаются и залежи эвалоритов.

Эволюция нефтегазоносных бассейнов, вызванная их прогибанием, обеспечивает погружение глинистых толщ на глубинный уровень главной зоны нефтеобразования и смену элизонных геогидродинамических систем значительно энергетически более мощными термоэлизонными, в которых к простому отжиму подземных вод (элизонный процесс) добавляется катагенная генерация флюидов.

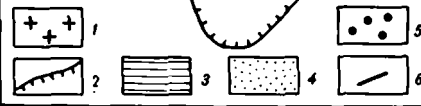
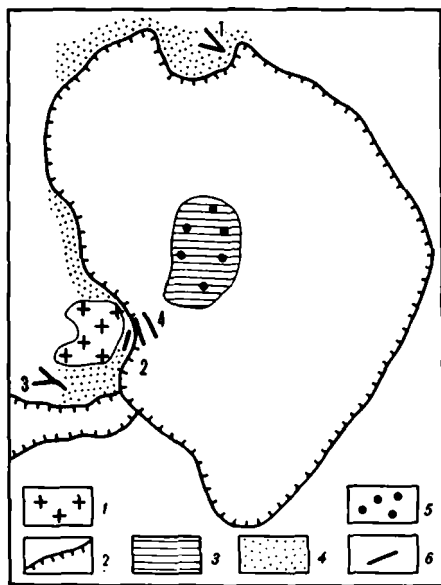


Р и с. 1. Схема расположения нефтегазовых и стратиформных свинцово-цинковых месторождений западной части Канадского щита; по [5] с добавлениями

I-2 - области складчатости: I - докембрийской (Канадский щит), 2 - ларамийской; 3 - ларамийский платформенный ороген на докембрийском основании; 4 - аконсервационная зона; 5, 6 - границы Западно-Канадского бассейна: 5 - со смежными бассейнами, 6 - с внебассейновыми пространствами; 7-10 - месторождения: 7 - нефтяные и газовые, 8 - газовые и газоконденсатные, 9 - высоковязких и твердых нефтядов, 10 - Pb-Zn руд; II - тектоническая зона

Р и с. 2. Схема расположения нефтегазовых и стратиформных свинцово-цинковых месторождений в бассейне рек Миссисипи-Миссури; по [5] с добавлениями

I - выход докембрийских отложений (купол Озарк); 2 - границы Иллинойского нефтегазонасного бассейна; 3 - площадь развития наиболее продуктивных палеозойских нефтегазовых образований; 4 - аконсервационная зона Иллинойского нефтегазонасного бассейна; 5, 6 - месторождения: 5 - нефти и газа, 6 - свинцово-цинковых руд: I - Верхнемиссисипийской долины, 2 - Юго-Восточного Миссури, 3 - Три-Стейт, 4 - Улльнойс-Кентукки



Обычное присутствие галогенных толщ делает недра нефтегазонасных бассейнов рассолоносными, что существенно повышает рудо-концентрирующие возможности подземных вод. Однако есть основания полагать, что уже одно наличие в них растворенных углеводородных соединений и органического вещества способно обеспечить достаточную металлоносность. С одной стороны, во многих исследованиях последнего времени подчеркивается участие подземных вод в формировании руд [14, 30, 29, 5 и др.]; с другой - дока-

зано, что перенос многих рудообразующих веществ в форме металлоорганических комплексов происходит в таких кислотно-щелочных и окислительно-восстановительных условиях, которые, исходя из постулатов неорганической термодинамики, вообще являются запрещенными [11]. Все это требует дальнейших углубленных исследований.

Повышение плотности теплового потока, какими бы оно ни было вызвано причинами - возрастанием сейсмотектонической активности, рифтогенезом, развитием процессов магматизма и др. - способствует усилению предпосылок рудо- и нефтеобразования. С нашей точки зрения, главный аспект здесь - энергетический, хотя, конечно, синхронное с осадкообразованием проявление вулканизма и может быть в какой-то степени обеспечивает поступление металлов. Видимо, не случайно в последнее время геологи все больше обращают внимание на связь как стратиформных свинцово-цинковых, так и нефтяных месторождений с рифтогенезом и вулканизмом [16, 24, 25 и др.]; по данным И.В. Хворовой, вулканы, особенно обогащенные калием, служат основанием для роста рифовых построек; в современных осадках районов подводного вулканизма зафиксированы повышенные концентрации свинца и цинка [17].

Отметим, однако, что, судя по данным Д.Г. Осика [20], масштабы дегазации земных недр в ходе вулканических и сейсмотектонических процессов вполне сопоставимы. Это усугубляется тем, что в пределах планеты извержения вулканов - гораздо более редкое явление, чем землетрясения. Извержения при всей их грандиозности происходят не чаще одного-двух раз в год, а количество землетрясений, формирующих за это же время геохимические аномалии, величина и масштабы которых пропорциональны энергии землетрясений, превышает 200000 [20].

Подводя итоги изложенного, следует сказать, что если мы рассмотрим даже только сингенетическое оруденение и попробуем подойти к нему с мерками "экзогенности-эндогенности", то вскоре убедимся, что одних лишь экзогенных факторов недостаточно для его истолкования. В самом деле: если не ограничиваться одной лишь сферой рудоотложения (а мы не можем ею ограничиваться, если речь идет об источниках рудного вещества и рудообразующих растворов), то не обойтись без изучения всего рудного региона и истории его геологического развития. Проявления сейсмотектонической активности, вулканизма - вот, по-видимому, те эндогенные факторы, которые приводят к возрастанию плотности теплового потока, резкому усилению дегидратационных процессов и увеличению проницаемости осадочных пород. Все это, в свою очередь, резко стимулирует предпосылки гидротермально-осадочного рудообразования, осуществляющегося обычно в краевых частях осадочных бассейнов, т.е. как раз там, где преимущественно сосредоточена разгрузка подземных вод.

Что представляют собой с точки зрения эндогенности-экзогенности эти воды? Наиболее логичным представляется: захороненная вместе с осадками поровая вода - экзогенная, генерированная в недрах земной

кору при минеральных преобразованиях - эндогенная. Но тогда вода даже какого-либо одного определенного уровня зоны катагенеза - смешанная, а поступающая в зону разгрузки - тем более. Критерии и индикаторы различия этих вод далеко не всегда убедительны. Видимо, надежнее - исторический подход, балансовые построения и попытки вскрыть энергетику процессов - в комплексе с суммой изотопных данных. В целом, несомненно, что даже в случае сингенетического рудоотложения эндогенные факторы могут играть значительную роль, в том числе в переносе вещества; не учитывать их даже при формировании заведомо сингенетического оруденения вряд ли правильно.

Л и т е р а т у р а

1. А р ъ е А.Г. Физические основы фильтрации подземных вод. М.: Недра, 1984. 101 с.
2. Богашова Л.Г., Муравьева Л.Я., Родионова И.П., Валашко м.Г. Роль рассолов галогенных отложений в мобилизации рудных элементов // Новые данные по геологии, геохимии подземных вод и полезных ископаемых соленосных бассейнов. Новосибирск: Наука, 1982. С. 4-11.
3. Бондаренко Г.П., Нечипоренко Г.О. Экспериментальные данные о влиянии природных органических соединений на миграцию и форму осаждения свинца // проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1985. Вып. 10. С. 13-20.
4. Высочный И.В., Оленин В.Б., Высоккий В.А. Нефтегазовые бассейны зарубежных стран. М.: Недра, 1981. 480 с.
5. Горжевский Д.И. О роли органического вещества в рудообразовании // Изв. вузов. Геология и разведка. 1987. № 1. С. 29-41.
6. Горжевский Д.И., Макеева И.Т. Стратиформные месторождения цветных металлов // итоги науки и техники. Рудные месторождения. М.: ВНИИТИ, 1982. Т. 12. С.167-189.
7. Горжевский Д.И., Донец А.И., Преображенская Е.С. Индикаторы генезиса свинцово-цинковых месторождений // Роль эндогенных и экзогенных факторов в формировании стратиформных руд и околорудных изменений: Тез. докл. Всесоюз. совещ. "Лито-генез и рудообразование": Препринт. 1986. Ч. 2. М.: ГИН АН СССР. С. 11-13.
8. Густафсон Л., Лилльямс Н. Стратиформные месторождения меди, свинца и цинка в осадочных породах // Генезис рудных месторождений. М.: Мир. 1984. Т. 2. С. 156-244.
9. Джумалиев Т.Д., Кабаев О.Д. Экзогенные и эндогенные индикаторы генезиса полиметаллических руд Таласского хребта Тянь-Шаня // Роль эндогенных и экзогенных факторов в формировании стратиформных руд и околорудных изменений: Тез. докл. Всесоюз. совещ. "Лито-генез и рудообразование": Препринт. М.: ГИН АН СССР, 1986. Ч. 2. С. 25-27.
10. Донец А.И., Конкин В.Д., Крутий В.М., Ручкин Г.В. Температурные условия формирования и некоторые вопросы зональности свинцово-цинкового оруденения Сарданского рудного района, Якутия // Тез. VI Всесоюз. совещ. по термобарогеохимии. Владивосток, 1978. Т. 2. С. 120-121.
11. Кирюхин В.К., Крайнов С.Р., Швецов В.М. Гидрогеохимическое значение и методы изучения органических форм миграции элементов // Гидрогеохимические методы поисков. Новосибирск: Наука, 1982. С. 33-38.

12. Копелиович А.В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. М.: Наука, 1965. 312 с.
13. Крайнов С.Р., Добровольский Е.В., Матвеева Л.И., Соломин Г.А. Геохимический анализ способности подземных вод седиментационных бассейнов к образованию доломита // Геохимия. 1986. № 9. С. 1285-1302.
14. Крутий В.М., Петров П.Р., Ручкин Г.В. Углерод и углеводороды в рудовмещающих отложениях свинцово-цинковых месторождений Сарданского рудного узла (Кпо-Восточная Якутия) // Докл. АН СССР. 1980. Т. 252, № 2. С. 423-426.
15. Курбанов Н.К. Геологические основы прогноза цветных металлов в различных структурно-формационных зонах терригенной эвгеосинклинали Большого Кавказа // Тр. ЦНИГРИ. 1984. Вып. 189. С. 1-212.
16. Кучерук Л.В., Ушаков С.А. Рифтогенез и нефтегазоносность осадочных бассейнов // Тектоника плит и полезные ископаемые. М.: Изд-во МГУ, 1985. С. 89-105.
17. Лубченко И.Ю., Холодов В.Н. Геохимия свинца в современных осадках и ее роль в познании рудообразования прошлых эпох // Условия образования месторождений редких и цветных металлов. М.: Наука, 1982. С. 82-95.
18. Мейнард Дж. Геохимия осадочных рудных месторождений. М.: Мир, 1985. 357 с.
19. Оленин В.Б. Нефтегеологическое районирование по генетическому принципу. М.: Недра, 1977. 224 с.
20. Осика Д.Г. О роли сейсмичности в дегазации углеродистых веществ // Второе Всесоюз. совещ. по геохимии углерода: Препринт. М., 1986. С. 400-402.
21. Павлов Д.И. Факторы, обычно не учитываемые при выяснении роли подземных вод в формировании стратиформного свинцово-цинкового оруднения // Подземные воды и эволюция литосферы: Материалы Всесоюз. конф. М.: Наука, 1985. Т. 2. С. 207-208.
22. Павлов Д.И. Потенциально нефтепродуцирующие толщи как источники рудообразующих растворов стратиформного свинцово-цинкового оруднения юго-восточной окраины Сибирской платформы (исходные принципы исследования) // Генезис редкометалльных и свинцово-цинковых стратиформных месторождений. М.: Наука, 1986. С. 29-43.
23. Павлов Д.И., Горжевский Д.И., Карцев А.А. Формирование стратиформной свинцово-цинковой минерализации как результат эволюции осадочных бассейнов // Стратиформные рудные месторождения. М.: Наука, 1987. С. 28-42.
24. Панасенко Л.Н., Расина И.С. Вулканические центры и нефтегазоносность // Вулканизм и связанные с ним процессы. Петропавловск-Камчатский, Наука, 1985. Вып. 3. С. 250-252.
25. Панкратев И.В. Рудные формации стратиформных свинцово-цинковых месторождений (на примере Тянь-Шаня) // Тр. ЦНИГРИ. 1985. Вып. 197. С. 87-94.
26. Париллов Ю.С., Митряева Н.М., Исханова Г.А., Михалева В.А. О физико-химических условиях формирования стратиформных свинцово-цинковых руд месторождения Шалкия (Каратау) // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1978. № 4. С. 1-9.
27. Плещенко И.В., Малахова Н.А., Дубянский В.Е., Утямишев Р.С. Литолого-фациальные признаки экзогенного происхождения стратиформных месторождений свинца и цинка Чаткало-Кураминского региона // Роль эндогенных и экзогенных факторов в формировании стратиформных руд и окислительных изменений: (Тез. докл. Всесоюз. совещ. "Литогенез и рудообразование"): Препринт. М.: ГИН АН СССР, 1986. Ч. 2. С. 14-15.

28. Попов В.В. Геологические условия экзогенно-гидротермального рудообразования. М.: Недра, 1980. 248 с.
29. Прокофьев В.Ю., Наумов В.Б., Миронова О.Ф. и др. Участие углеводородов в полиметаллическом рудообразовании Зыряновского региона (Рудный Алтай) // Докл. АН СССР. 1986. Т.290, к.6. С. 1490-1492.
30. Пучков Е.В., Лагунов Р.М., Матвеев Р.А. и др. Роль органического вещества в образовании стратиформных свинцово-цинковых месторождений // Там же. 1983. Т. 270, № 6. С. 1438-1441.
31. Скрипченко Н.С. Классификация стратиформных свинцово-цинковых месторождений на литолого-фашиальной основе // Геология руд. месторождений. 1979. № 6. С. 3-16.
32. Смирнов В.И. Фактор времени в образовании стратиформных рудных месторождений // Там же. 1970. № 6. С. 3-15.
33. Твалчрелидзе Г.А. О структурном контроле стратиформных месторождения цветных металлов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 5. С. III-121.
34. Щеглов А.Д., Краснов Е.В., Раткин В.В. Рифы и рудообразование // Докл. АН СССР. 1983. Т. 271, № 1. С. 161-166.

УДК:553.43.076:553.3.078.4*7

Л.Ф. Наркелян, А.И. Трубочев

ИНДИКАТОРЫ ОСАДОЧНОГО ФОРМИРОВАНИЯ СТРАТИФОРМНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МЕДИ

Стратиформные месторождения меди рассматриваются как гидротермально-магматогенные, первично-осадочные, вулканогенно-осадочные и эпигенетически-гидрогенные. Принципиальные различия всех названных гипотез касаются источников металлов, механизма и времени формирования (в системе порода-руда) месторождений. Ниже рассматриваются те признаки и особенности глобального, регионального и локального значения, которые, по нашему мнению, указывают на осадочное происхождение рассматриваемых месторождений.

Под осадочным способом формирования стратиформных месторождений меди мы понимаем совокупность целого комплекса геологических процессов: а) накопление в бассейнах седиментации различной фашиальной (от моря до континента) и тектонической (от геосинклинали до платформы) природы терригенного, хемогенного и рудного материала, поступившего из различных источников; б) длительное и совместное участие осадочного и рудного материала в многостадийном процессе - от седиментогенеза до катагенеза и метаморфизма.

Поскольку излагаемый материал касается проблемы индикаторов рудообразования, естественно, многие закономерности здесь приходится принимать как хорошо известные факты.

По нашему мнению, наиболее характерными индикаторами, отражающими осадочный способ образования медных месторождений, являются следующие.

1. Приуроченность месторождений меди к осадочным формациям и связи их с другими осадочно-рудноносными формациями.

Весь фактический материал свидетельствует о расположении стратиформных медных месторождений среди красноцветных и пестроцветных формаций различного литологического состава. Уже давно рассматривались связи меденосных формаций с другими рудоносными формациями и, в первую очередь, со свинцово-цинковыми (Н.М. Страхов, М.М. Константинов) и соленосно-гипсоносными (В.М. Попов, Н.С. Кореневский, Д.П. Хрущев и др.). В последнее время нами систематизирован огромный материал по этой проблеме. На основе учета окраски пород, состава формаций, характера расположения их в разрезе в пределах меденосных регионов мы наметили 9 основных типов разрезов (рядов) формаций, в которых меденосные и другие рудоносные формации занимают свое конкретное место (табл. I).

Набор формаций в каждом ряду отражает собой последовательную смену состава поступающего материала, палеотектонических, климатических, фациальных и геохимических условий их формирования в конкретном бассейне седиментации.

Накопление металлов в одной формации можно объяснить совместным поступлением их из областей питания (свинец, цинк, золото, марганец, железо) и близостью литолого-фациальной и палеогеографической обстановок их формирования (свинец, цинк, флюорит, уран, ванадий, марганец). Наиболее общим фактором выступает геотектонический фактор, поскольку меденосные провинции и зоны приурочиваются к тем или иным конкретным палеоструктурам, которые определяют совместное или разделенное во времени, накопление рассмотренных элементов. Роль климата в создании парагенезов двойка: с одной стороны, он способствует их формированию (медь, свинец, золото, цинк, уран и др.), с другой - является фактором, разделяющим во времени и пространстве медь и другие элементы (железо, уголь, соли).

Структура связей меди с другими металлами сложна. Во взаимоотношениях меди со свинцом и цинком установлены пять типов связей: джезказганский - все названные металлы развиты в одном терригенном рудоносном горизонте; верхненеленский - все металлы находятся в одном рудоносном горизонте, но медь приурочена к терригенным породам, а свинец и цинк - к карбонатным; восточно-алданский - металлы распределены по своим литолого-фациальным толщам и разделены по разрезу и латерали; удоканский - развита только медь; горевский - свинцово-цинковый.

Парагенетически, т.е. разделенные по вертикали и латерали, с медью связаны золото обломочное, уран, ванадий, марганец, железо, барит, флюорит, целестин, сульфаты, соли; причем их соотношение в разрезе может быть различным - медь внизу, другие элементы вверху разреза или наоборот. В отдельных формациях устанавливается генетическая связь (совместное накопление в пределах рудоносных горизонтов) меди с золотом хемогенным, иногда с марганцем (месторождение Тимна), баритом и флюоритом (Присяняе), гипсом и ангидритом (юг Сибирской платформы и др.).

Парагенетические ряды осадочно-рудноносных формаций меденосных провинций мира

Типы парагенетических рядов	Формула ряда	Оруденение	Меденосные провинции и зоны	Геотектоническое положение ряда	Климат
I. Донецкий	$(T^П) \rightarrow T \rightarrow T^П \rightarrow$ $\rightarrow TK^П-C \rightarrow C \rightarrow (TK^К)$	Al-У-Cu-Pb, Zn (C, Г) С(Г)	Южно-Тяньшанская Донецкая зоны, Юннаньский район	Внутриплатформенные авлакогены и грабены	Гм-А-РА
II. Южносибирский	$T^П \rightarrow TK^П \rightarrow SKC$	Cu(Fe, Ba)-Pb, Zn (Cu, Au)-C(Г, Sr)	Формации У-Е, юга Сибири, Дюсюэ-Инмин, Анадарская зона	Крайние прогибы	Гм(Сла)-А-РА
III. Верхоленский	$TK^К-П(T^К) \rightarrow K^С-П$ $\rightarrow T^П(TK^П-C)$	Cu(Г)-Pb, Zn (Cu, Mn, Ba, Sr)-P, Fe(Cu, Pb, Zn, V, Ti)	Формации Е ₂₋₃ -0 юга Сибирской платформы	Крайние части платформы	А(РА)-РА(А)-УА(Гм)
IIIa. Мангышлак-Игарский подтип	$T^П-C \rightarrow TK^П-C \rightarrow$ $\rightarrow TK^С(K^С)$	Cu(Au)-Cu(Pb, Zn)-Pb, Zn(Au, Cu)	Мангышлакская, Игарская зоны, хр. Кларк	Внутриплатформенные прогибы и грабены	УА-А-А(РА)
IIIб. Юдомский подтип	$TK^П \rightarrow K^П \rightarrow TK^С$	Cu(Г, Pb, Zn, P, V)-Pb, Zn(Cu, Sr)-Pb	Восточно-Алданская зона: Уйская серия свиты	Крайние части платформы	А(УА)-РА-РА
IIIв. Перуано-Боливийский подтип	$T^К-П \rightarrow TK^П(SKC) \rightarrow$ $\rightarrow T^П-К$	(Cu)-Cu, Pb, Zn(Г, C, Mn)-Cu(Fe, Pb)	Негра-Януш, Тимна, Коро-Коро, Западно-Конголезская зона	Впадины, грабены, прогибы	Гм(УА)-РА(А)-УА(Гм)
IV. Мексикано-Вейнинский	$K^С-П(SKC) \rightarrow T^К-П$ $\rightarrow TK^П-C(SK) \rightarrow TU$	Pb, Zn(Г)-Cu(Ba)-Pb, Zn(Г)-У	Мексиканская, Северо-Уральская зона, Вейнин	Крайние части платформы	РА-А-РА(А)-Гм
У. Дзезказган-Удоканский	$T^К-П \rightarrow SKC(K^С-П \leftarrow$ $\rightarrow TK^П-C)$	Cu(Fe, Pb, Zn, Ba, Mn, Au, U, V)-Pb, Zn; C(I, Ba, Sr, Fl)	Тенизская, Дзезказган-Сарысуйская, Колдари-Удоканская зоны и др.	Внутриплатформенные прогибы с орогенным режимом, складчатые впадины	УА(Гм)-А(РА)
VI. Европейско-Приуральский	$(T^П-К) \rightarrow C(SKC) \rightarrow$ $\rightarrow TK^П(K^С) \rightarrow T^К-П$ $\rightarrow K^С(SK) \rightarrow T^П$	(?) - C(Г)-Cu(Pb, Zn) - (?) - Cu(Pb, Zn, Г, Sr) - (Fe)	Меденосные зоны Западной Европы, Приуральской провинции	Крайние части платформ	РА-А-РА(А)-Гм
VII. Заир-Замбийский	$TK^С-П(SK) \rightarrow$ $T^К-П-C$	(Pb, Zn, Co, Г, C, Sr)-Cu(Fe)	Заир-Замбийский пояс, Южно-Тяньшанская зона	Внутриплатформенные прогибы-грабены	А(РА)-А(Гм)
VIII. Лабрадорский	$B \rightarrow BT \rightarrow T^К-П-C$	(?) - (?) - Cu	Лабрадорская зона, Уайт-Пайн, Колермайн-Кабульская зона	Грабены-авлакогены	А(?)
IX. Айнакский	$TK^С \rightarrow T^С-П \rightarrow$ $TK^К-П-C \rightarrow B^П$	Г-Cu-(Cu)-(?)		Многогеосинклиналь (?)	РА-А

П р и м е ч а н и е. Формации: Т - терригенные, ТК - терригенно-карбонатные; К - карбонатные, СК - сульфатно-карбонатные, SKC - сульфатно-карбонатно-соленосные, С - соленосные, ТУ - терригенно-угленосные, В - вулканогенные, ВТ - вулканогенно-терригенные. Индекс - окраска пород формаций: к - красноцветная, п - пестроцветная, с - сероцветная; в скобках указаны сопутствующие формации и оруденение; -- - смена формаций и оруденения снизу вверх по разрезу, (?) - оруденение в данной формации не установлено; ↔ - смена формаций по латерали.

Оруденение: Al - бокситы, У - уголь, Г - гипс, ангидрит, С - каменные и калийные соли, Fl - флюорит, Ba - барит, Fe - железо, Sr - целестин, P - фосфор.

Климат: А - аридный, РА - резко аридный, УА - умеренно аридный, Сла - слабо аридный, Гм - гумидный.

II. Геотектоническое положение месторождений в их связь с областями питания. Анализ и сопоставление данных по литологическому, рудному и химическому составу медистых песчаников и сланцев и разрушающихся комплексов из предлагаемых областей сноса свидетельствуют об их тесных взаимосвязях.

Несмотря на специфический моногенный медный состав большинства стратиформных месторождений, почти всеми исследователями отмечается четкое различие этих месторождений по набору и содержанию элементов-примесей. Достаточно привести несколько примеров, подтверждающих этот тезис. В Джекказгане - это свинец и цинк; в Ленских медистых песчаниках - свинец, молибден; в Заир-Замбийских месторождениях - кобальт и уран; в Приуралье - хром и кадмий; в Мансфельд-Силезских - отмечен широкий спектр элементов: свинец, рений, платиноиды, молибден и др.

Нами на примере всех известных ныне меденосных регионов проведено широкое сопоставление породного и рудного (элементного) состава месторождений и предполагаемых областей питания. Анализ этого материала показал, что вслуду в областях сноса имеются потенциальные источники именно тех элементов, которые присущи конкретному месторождению. Именно в четкой специализации состава областей питания кроются различия состава самих медных месторождений.

В целом унаследованность состава пород и руд стратиформных медных месторождений от состава пород областей питания прослеживается довольно четко.

В областях питания повсеместно установлены комплексы пород и металлов, тождественных составу медистых песчаников, подтверждающие общий закон региональной геохимии, гласящий, что "области седиментации, как правило, наследуют металлогению областей питания" [15, с.92]. Состав пород областей питания подчиняется возрастной эволюции: в архее преобладают основные эффузивы и эффузивно-осадочные толщи, в раннем протерозое - кислые магматические и осадочно-метаморфические породы, в позднем протерозое - породы разнообразного состава, в фанерозое - от осадочных толщ до основных эффузивов, с заметным преобладанием основных и вулканогенно-осадочных толщ, содержащих повышенные (а нередко промышленные) концентрации меди и других сопутствующих ей элементов. Эта закономерность установлена и для других металлов [16, 5 и др].

Доказательством связи медных месторождений с областями питания служат также выявленные нами следующие меденосные пояса: а) локальные, которые, как показал анализ всех материалов, в количестве до 2-3 полос устанавливаются в различных регионах; б) планетарные полузамкнутые и линейно-вытянутые на древних платформах (Восточно-Европейский, Восточно-Сибирский, Северо- и Южно-Американский) с двумя подтипами - региональные притивные полузамкнутые (Канадский, Алдан-

ский, Украинский и др.) и линейно-вытянутые региональные краевых частей платформ и прогибов (Приуральский, Приенисейский, Прикарпатский, Преаппалачский и др.); в) региональные полудуговые пояса на молодых платформах (Чешский, Центрально-Французский); г) региональные пояса и вытянутые площади внутренних впадин складчатых областей (Ангольский, Тувино-Манусивский, Среднеазиатский и др.); д) миеогеосинклинальные протяженные пояса (Афгано-Иранский, Аделаидский, Юньнаньский). Все они тяготеют к тем или иным областям сноса - древним щитам, молодым выступам, срединным массивам, складчатым сооружениям, а размещаются в различных тектонических структурах. Эти пояса не имеют генетического сходства с эндогенными рудными поясами, которые контролируются глубинными разломами. Меденосные пояса от областей питания располагаются на различных расстояниях (цифры - частота встречаемости, в %): в непосредственной близости - 17, удаленные на первые километры - 19, на первые десятки километров - 40, на 100-200 км - 17, более 200 км - 7.

Сходство состава рудоносных формаций с составом комплексов пород областей питания, их взаимосвязанная тектоническая позиция, влияние климата, палеогеографии, свидетельствующие об осадочном способе формирования медных и связанных с ними других месторождений, подтверждается также наблюдениями по зональности оруденения. Так, на Дзезказгане Г.Д. Младенцевым [7] доказано обратное расположение рудных зон как в разрезе, так и по латерали в области питания (зоны расположены снизу вверх: цинк - свинец - медь) и в бассейне седиментации (вертикальная зональность: медь - свинец - цинк).

III. Стратиграфические закономерности размещения оруденения всегда привлекают внимание исследователей и интерпретируются в большинстве случаев в пользу осадочного способа формирования месторождений, так как постепенное и последовательное накопление слоев подчиняется известным и неоспоримым законам седиментации. Поскольку медное оруденение имеет пластовую форму, залегает на определенных стратиграфических уровнях согласно с вмещающими их осадочными толщами и участвует затем во всех деформациях, то становится очевидным, что эти особенности являются важнейшими индикаторами осадочного рудообразования. Возрастное скольжение оруденения и перемещение его вверх или вниз по разрезу относительно источника питания в форме локальных поясов (полос) установлены ранее в Кодаро-Удоканской зоне (Ю.В. Богданов, Л.Ф. Наркелон), в Дзезказганском районе (В.М. Попов, Л.Ф. Наркелон, Ю.В. Богданов и др.), в Приуральской провинции (Ю.А. Нечаев, М.И. Проскуряков, А.М. Лурье и др.). Сейчас эта закономерность подтверждена практически повсеместно и объясняется однозначно взаимосвязанными процессами трансгрессивно-регрессивного развития бассейнов седиментации и влиянием областей питания, откуда поступал терригенно-рудный материал.

В стратиграфическом (возрастном) отношении медистые песчаники и

сланцы на территории СССР и в других регионах появлялись почти на всем протяжении геологической истории – от протерозоя до кайнозоя. Но на фоне всеобщего их развития появляются отрезки времени, когда оруденение этого типа развито сравнительно широко. По нашим подсчетам с учетом всех имеющихся данных, количество меди по стратиграфическим уровням выглядит так (в % от общих ресурсов меди в медистых песчанках и сланцах): ранний протерозой – 12,4; рифей-венд – 47,8; кембрий – 4,5; ордовик – силур – 0,5; девон – карбон – 14,6; пермо – триас – 17,1; кра-мел – 2,05; кайнозой – 1,05.

В этом неравномерном распределении меди по разрезу коры подтверждается идея Н.М. Стахова о прерывистом формировании экзогенных месторождений с выделением: а) сравнительно узких эпизодов "интенсивного рудообразования" и б) более широких интервалов "угасающего рудонакопления".

Эпохи усиленного меденакпления, как правило, совпадают по времени с аридизацией климата, когда шло накопление пестроцветных толщ [14]. Ареалы распространения красноцветных формаций и меденосных провинций обычно совмещаются пространственно.

IV. Ритмичность – цикличность в накоплении осадочных концентраций меди и связанная с ней многоярусность оруденения в пределах стратиграфических горизонтов проявлены повсеместно. По многочисленным наблюдениям отмечен такой порядок расположения типов пород (снизу вверх): грубообломочные – песчаные – алевролитовые – аргиллитоглинисто-мергельные – карбонатные. В конкретных местах эта последовательность нарушается в ту или иную сторону за счет выпадения отдельных их типов. Есть ритмы с обратным расположением указанных пород. Иногда ритмичность проявляется в уменьшении вверх или вниз по разрезу доломитности или карбонатности (Верхнеленская, Приангарская зоны); в Предсудетской зоне ритмика проявлена в чередовании снизу вверх таких пород, как известняки и доломиты, гипс и ангидрит, сланцы и глины. В удоканской серии проявлена ритмичность различных масштабов: 1) чередование свит, 2) – комплексов фаций, 3) – отдельных типов пород, 4 – прослоев пород. Это многообразие типов и масштабности ритмичности является отражением различной палеотектонической истории развития конкретных меденосных регионов.

Весьма интересны взаимоотношения пород по латерали. Самым распространенным типом взаимосвязей различных по составу пород является латеральный переход их друг в друга через систему зубчато-клиньевых форм, когда один тип пород вдавливается (вклинивается) в тело другого по довольно резкой границе, нередки и постепенные переходы по латерали разных пород, когда состав их меняется верезко. Довольно часты переходы серии терригенных пород (песчаных, алевролитовых, кварцитовых), располагающихся в одной части формации в карбонатные (доломито-известняковые или карбонатно-мергельные).

Руды практически во всех случаях залегают согласно с вмещающими их породами. По вертикали они могут располагаться в самых разных частях разреза меденосных формаций — в основании (Заир-Замбийская, Предсудетская, Гарп-Тюрингенская и другие зоны), в средней части (Айнак, Удокан, Джекказган), в верхней (Полярно-Уральская зона) и по всему разрезу формации (Приангарская, Донецкая зоны). Почти повсеместно наблюдается миграция рудных компонентов по направлению от области сноса связи вверх или сверху вниз, отражающие регрессивный или трансгрессивный характер развития бассейнов седиментации. По латерали во взаимоотношениях рудных и породных ассоциаций также устанавливаются четкие закономерности.

У. Фациально-литологические индикаторы рудообразования. В составе меденосных формаций участвуют терригенные (от конгломератов до аргиллитов), карбонатные, терригенно-карбонатные, сульфатные, органогенные и другие породы. Практически повсеместно все эти породы слагают ритмы различного масштаба и неодинаковой сохранности, что зависит от динамических условий осадконакопления. Фациальная обстановка формирования рудоносных пород разнообразна. Покажем это на некоторых примерах.

На Джекказгане четко установлено, что отложения рудоносной формации накапливались в условиях, переходных от морских к континентальным снизу вверх по разрезу. В соответствии с изменением фациальных условий меняются формы рудных залежей — от выдержанных плаще- и пластообразных в нижних прибрежно-морских фациях до изменчивых линзовидных и ленточных — вверху среди дельтовых, аллювиальных, озерно-руслых фаций [8]. В верхнепермской терригенно-карбонатной формации в Вятско-Камской зоне 73% меденосных пород сформировано в дельтово-заливной зоне, 17% — в прибрежно-морских и только 10% — в озерно-руслых фациях [1]; в кембрийской маньяндырской терригенной формации Полярного Урала меденосные породы имеют дельтовую, заливно-лагунную и прибрежно-морскую природу [4]; в средне-верхнекембрийской эвенкийской терригенно-карбонатной формации руды связаны со специфической фацией строматолитовых банок и прибавковых лагун [6]; в удоканской терригенной формации борнит-халькозинное оруденение приурочено к песчано-алевролитовому типу пород, а пирит-халькопиритовое — к песчано-алевролитовому лагунному. Эти несколько примеров — убедительное доказательство формирования рудовмещающих отложений в конкретных и вполне определенных фациальных условиях, являющихся отражением условий формирования в тех или иных меденосных бассейнах седиментации. Подсчеты, проведенные нами по 42 региональным формациям, показали, что на долю морских (от умеренно-глубоководных до прибрежного мелководья) фаций приходится 22%, заливно-лагунно-дельтовых — 37% и континентальных (озерных, аллювиально-руслых, пойменно-болотных, сабха и др.) — 41% от общего числа всех фаций; из этих количественных соотношений вытекает вывод о решающей роли лагунно-дельтовых и континентальных фаций в формировании меденосных формаций.

Зесьма примечателен факт образования минеральных типов оруденения в зависимости от фациальных и геохимических условий (табл. 2). Геохимическая обстановка рудообразования зависит от многих факторов, однако, как справедливо указывает большинство исследователей, решающее значение оказывает органическое вещество. Роль последнего особенно велика в формировании сульфидов в стадии диагенеза [14, 12, 2]. Однако сейчас появляются данные о большой рудообразующей роли органики и в последующие стадии – катагенез и даже метаморфизм [18].

VI. Палеоструктурный фактор находит свое выражение в приуроченности меденосных парагенезов к палеодепрессиям, конседиментационным впадинам, к склонам сводовых поднятий, к западинам между неровностями дна палеобассейнов, к приборонным ловушкам и т.д. Их размерами и конфигурацией определяются параметры и морфология всех рудоносных комплексов. Указанные закономерности хорошо известны и детально описаны в литературе, поэтому останавливаться на них нет необходимости.

Палеотектонические условия формирования оруденения определяются регрессиями или трансгрессиями бассейна седиментации.

Таким образом, каждая меденосная формация состоит из реально существующих ассоциаций. Ассоциации могут быть рудные и породные, имеют свой состав, форму, параметры, внутренние закономерные связи и контролируются в своем распределении фациальными, палеоструктурными и палеотектоническими факторами. Они тесно связаны с областями питания.

VII. Седиментационно-диагенетические признаки рудообразования. Для собственно седиментогенеза характерны: а) аутигенные минералы растворов и илов – кальцит, доломит, малахит, азурит и сульфаты меди, формирующиеся в окисленных условиях с нейтральными и щелочными средами [2]; б) парагенезис минералов естественного шлама с формированием слоев различных типов; в) включения сульфидов в обломочной части пород.

К седиментационно-диагенетическому этапу относится формирование: а) как моно, так и полиминеральных слоистых форм: халькопирита, борнита, халькозина, пирита, галенита, сфалерита и др.; б) конкреционных форм самого различного состава; в) мелкой вкрапленности, сгустков, гнезд, фито- и зооморфоз, глобулей, оолитов, катаграфий, онколитов; г) мелких зерен, кристаллов, ажурных пористых скелетных агрегатов рудных минералов, располагающихся по слоистости и несущих слабые признаки коррозии цемента и обломков и по своим размерам соответствующих зернам вмещающих пород; д) признаки нарушения рудной слоистости и напластований – брекчии взламывания, рулеты, колобки, кластические дайки и др., главной причиной которых, как считают многие исследователи (Н.М. Страхов, В.М. Попов, Ю.В. Богданов, Р.Ф. Фатиков и др.), были оползневые процессы, происходящие в условиях неспокойной тектонической обстановки в рыхлых или слабо сцементированных осадках. Не-

давно, В.Н. Холодовым [17] показано, что подобный описанному "песчаный диапризм" может возникать и при катагенезе.

Т а б л и ц а 2

Фациальные и геохимические условия образования минеральных типов оруденения медистых песчаников и сланцев

Минеральные типы	Условия образования	Примеры месторождений и рудных зон
Халькопирит-пирротинный	Глубоководный бассейн в резко восстановительных условиях	Сольбан, Красное, система Луфубу в Замбии
Халькопирит-пиритовый	Бассейн умеренных глубин в сильно восстановительных условиях	Ряд месторождений Кодаро-Удоканской, Западно-Конголезской зон
Борнит-халькопиритовый	Прибрежно-морские условия со слабыми течениями и волнениями, восстановительная среда	Бурпала, Ункур, Кондо-Каренгская, Намибийская зоны
Халькопирит-борнит-халькозиновый	Лагунно-дельтовые, аллювиально-руслонные спокойной гидродинамики в условиях от слабо- до сильно восстановительной среды	Удокан, Джезказган, месторождения ПНР, Заира, Замбии и др.
Борнит-халькозиновый	Лагуны, заливы, континентальные акватории в субэвальной обстановке при активной гидродинамике, слабо восстановительных условиях	Кг Сибирской платформы, Донецкая зона, Западное Приуралье, Мангышлакская, Колорадская зоны, Негра-Уануш и др.
Медносамородно-халькозиновый	Континентальные отложения в слабо восстановительных условиях	Наукат, Варзык, Уайт-Пайн, Коро-Коро
Борнит-халькопирит-теннантитовый	Дельты, прибрежное мелководье, лагуны, восстановительные условия	Кликвенный, Северо-Земельская, Игарская, Западно-конголезская зона, ряд месторождений Китая

Тончайшие детали рудной слоистости, подчеркнутые попеременным чередованием слоев важнейших сульфидов: халькопирит и борнит, борнит и халькозин, халькопирит и пирит, халькопирит и галенит и др. не могут быть объяснены никакими другими процессами, кроме седиментационно-диагенетических. Более того, типы рудной слоистости полностью зависят от фациально-динамической обстановки рудообразования и сохраняются полностью или частично при всех последующих процессах преобразования, вплоть до метаморфизма высоких ступеней. Эти особенности достаточно подробно описаны [11, 12, 2, 2, 3, 9, 10].

УIII. Вертикальная и горизонтальная асимметричная зональность в размещении рудных минералов и элементов вполне логично объясняется с позиции седиментационно-диагенетического рудообразования.

По происхождению выделяются первичная (региональная и локальная) и вторичная (эндогенная и экзогенная) зональности. Региональная - охватывает меднозные районы, мощные серии, свиты, проявляется по латерали и вертикали в размещении минеральных парагенезисов меди, свинца, цинка, ванадия, марганца, железа, золота и других металлов, контролируется палеогеографическими, литолого-фациальными и климатическими факторами. Локальная зональность охватывает рудные тела и залежи.

В зависимости от литолого-фациальных условий, тектонического режима (регрессия-трансгрессия) бассейнов седиментации, геохимической среды минералообразования (окисление-восстановление, pH), ритмичности-цикличности нами выделены четыре основных типа размещения главных сульфидов (халькозина, борнита, халькопирита, шпирита) - роан-антелопский, чамбинский, удоканский и дзезказганский. Эти типы зональности установлены повсеместно, что и подтверждает универсальность и всеобщность законов их формирования. Подробная характеристика этих типов зональности дана в наших работах [9, 10]. Недавно Н.С. Скрипченко [13] убедительно показал, что рудоконтролирующими факторами зональности в месторождениях медистых песчаников и сланцев являются: а) палеогеографическая обстановка - зональность формируется в депрессиях баровой природы или унаследованной от рельефа фундамента; б) сопряженность первичных сверхкларковых эндогенных источников в областях сноса и осадочных медных месторождений в депрессиях, расстояние между которыми колеблется от сотен метров до первых десятков километров; в) концентрация меди и других металлов происходит за счет биохимического осаждения в условиях дефицита сульфид-иона.

IX. Постдиагенетические (катагенетические и метаморфогенные) преобразования меднозных пород проявляются в формировании прожилковых, гнездо-линзовидных, пятнистых, массивных, брекчиевидных и других форм выделения рудных минералов на фоне их рассеянной крапчатости; появлении новообразованных минералов - магнетита, гематита, ширротина, графита и др., которые "секут", корродируют, включают более ранние минералы; образовании жил и трещин различной морфологии, заполненных рудным и нерудным материалом; подвешении видности наложенного характера оруденения по отношению к нерудным минералам и цементу вмещающих пород; наличии тектонических нарушений, интрузий разного состава и формы, оказывающих влияние на оруденение; высокими температурами формирования минералов (150-450 °C), выявленными различными методами; различными процессами перекристаллизации, дробления пород и руд, окварцевания, карбонатизации, серицитизации, калишпатизации, скарнирования и т.п. Однако все эти процессы объясняются сторонниками различных научных направлений по-разному. Нам представляется, что перечис-

ленные выше морфологические и иные особенности оруденения — это результат длительных процессов преобразования рудовмещающих толщ в последующие их этапы (катагенез и метаморфизм) развития, несомненно относящиеся к единому взаимосвязанному осадочному процессу, начало которого идет от седиментогенеза и диагенеза.

Сравнительное сопоставление месторождений, находящихся на разных этапах развития (от седиментодиагенеза до метаморфизма), показало, что каждому этапу осадочного процесса соответствуют минеральные ассоциации со свойственными им размерами и формами выделения и контролируются следующими факторами: в седиментогенезе в основном pH, карбонатность, климатом, фацциями; в диагенезе — Eh, pH, растворимостью сульфидов, концентрацией металлов, сульфат-ионов, сероводорода; в катагенезе и метаморфизме — температурой, давлением, реде Eh-pH, а также составом метаморфогенных растворов и вмещающих толщ. От седиментогенеза до метаморфизма устанавливаются следующие четко выраженные тенденции: возрастание температур и давления; увеличение размеров и изменение морфологии агрегатов от глобулей, микроконкреций, слоев до вкрапленности, просечек, прожилков, гнезд, линз, массивных залежей; а на более высоких ступенях преобразований (амфиболитовая и гранулитовая фации метаморфизма) происходит рассеяние меди и обеднение ею руд из-за перехода более богатых медных сульфидов в железистые минералы; разнообразные формы органического вещества на ранних стадиях с течением времени и увеличением степени трансформации переходят в единую минеральную форму — графит. Источником металлов обычно служили области питания, значительно реже — седиментационно-диагенетические, а иногда и постмагматические растворы. Собственная минеральная форма элементов-примесей образуется, главным образом, при катагенезе и метаморфизме.

При эпигенетических изменениях медносырых отложений значительные механические деформации испытывают породо- и рудообразующие минералы, которые по уменьшению их пластичности и увеличению хрупкости можно расположить в следующий ряд: галенит, халькозин—борнит—халькопирит, сфалерит, пирротин, магнетит, пирит, гематит, кварц, минералы класса силикатов. Если сопоставить последовательность выпадения рудных минералов из гидротермальных растворов и наложенный их характер по отношению к минералам вмещающих пород, как считают сторонники гидротермально-магматогенного генезиса стратиформных месторождений меди, то можно увидеть, что последовательность выпадения минералов и положение их в ряду пластичности—хрупкости полностью совпадают. Это совпадение объясняет так называемый "наложенный" характер оруденения по отношению к нерудным минералам рудовмещающих пород и меру "эпигенетичности" рудных минералов друг к другу. Причем установлено, что чем более пластичен и мягче минерал, тем он более "эпигенетичен" по отношению к более хрупкому и твердому.

Анизотропия рудовмещающих толщ стратиформных месторождений меди имеет большое значение не только для формирования оруденения в седиментационно-диагенетическую стадию, как показал В.М. Попов, но и для образования трещин и жил. Установлено, что пологие жилы, наиболее многочисленные на месторождениях рассматриваемого типа, как правило, располагаются на границах резкого изменения литологического состава пород. Довольно часто также они располагаются на границах перехода (особенно резкого) бедных руд в богатые, что можно объяснить различными их механическими характеристиками при образовании трещин и открытых полостей в ходе тектонических движений сдвигового характера. По отношению к такой жиле богатые руды могут размещаться как в лежачем, так и в висячем боку. Важно отметить, что в жилах, заложенных в безрудных породах, отсутствуют рудные минералы. Состав рудных минералов жил полностью соответствует их составу во вмещающих рудоносных породах. Это приводит к выводу, что жилы являются пострудными и образовались в ходе перекристаллизации пород.

Многочисленными исследователями (Д.В. Богданов, В.С. Домарев, В.М. Попов, Г.А. Юргенсон, наши наблюдения и др.) показано, что различные вторичные процессы преобразования рудовмещающих толщ, приводящие к окварцеванию, карбонатизации, калишпатизации, серицитизации и хлоритизации, носят региональный характер и вполне убедительно объясняются катагенезом и метаморфизмом пород. На примере месторождений Колдари-Удоканской зоны, Заур-Замбийского пояса и других регионов рядом исследователей показано, что на контакте интрузий разного состава и формы четко проявлены различные преобразования рудовмещающих толщ: скарнирование, окварцевание, эпидотизация, турмалинизация и др.; при этом отмечается, что в составе этих новообразований принимают участие как местный, так и привнесённый материал.

Различные тектонические нарушения - пlicative и дизъюнктивные приводят к усложнению формы рудных тел: деформациям, сбросам, разрывам, сдвигам, надвигам и в большинстве случаев все они являются пострудными образованиями.

Таким образом, нами проанализированы геологические закономерности формирования стратиформных месторождений меди, которые, на наш взгляд, объясняются и логически вытекают из осадочного способа их образования. Наиболее важными индикаторами, объективно отражающими осадочный способ образования медных месторождений, являются: 1) стратиграфические закономерности; 2) специализация конкретных меденосных регионов на те или иные металлы и элементы и большое сходство породного, рудного и элементного состава месторождений и состава областей питания; 3) поясовое расположение медной минерализации на различных расстояниях вокруг предполагаемых областей (источников) питания; 4) миграция рудных залежей и возрастное скольжение их относительно этих источников; 5) ритмично-циклическое строение рудоносных горизонтов, в которых по-

родные и рудные комплексы тесно взаимосвязаны и составляют единые меденосные формации; 6) взаимосвязь меденосных и других осадочно-рудноносных формаций в вертикальных и латеральных рядах, объясняемая общностью источников питания, сходством литолого-фациальных, палеогеографических и геотектонических факторов формирования; 7) литолого-фациальные признаки: тесная связь морфологии и размеров рудных тел и их минерального состава с фациями, приуроченность оруденения ко всем типам пород, объясняемая их совместным поступлением и последующим отложением; 8) слоисто-конкреционные формы рудной минерализации в деталях отражают фациальные и геохимические обстановки рудообразования; 9) зональное асимметричное распределение рудных минералов и элементов как в пределах огромных регионов и мощных толщ, так и в локальных залежах и отдельных рудных тел; 10) все последующие изменения формы, состава и размеров рудной минерализации происходили в пределах ранее сформированных рудных залежей и убедительно объясняются последующими катагенетическими и метаморфогенными процессами.

Останутся неясными или слабо разработанными следующие не менее важные проблемы: 1) определение баланса области сноса и седиментации металлов; 2) формы переноса рудного вещества от источников в бассейны седиментации, его устойчивость во времени и пространстве; 3) механизм и термодинамическая обстановка формирования руд в седиментогенезе, диагенезе, катагенезе и метаморфизме. Следует отметить, что в последнее время уже многие исследователи (А.И. Германов, А.И. Перельман, Г.А. Каледа, В.Н. Холодов, А.И. Лурье, И.Ф. Габлина, В.П. Феоктистов и др.) разрабатывают многие аспекты рудообразования в ходе процессов катагенеза и метаморфизма; 4) выяснение количественных соотношений процессов рудообразования при седиментодиагенезе и катагенезе-метаморфизме.

Эти и другие нерешенные проблемы вероятно можно успешно решить при комплексном подходе к изучению рассматриваемых месторождений всеми имеющимися современными методами и средствами с широким обсуждением результатов специалистами различного профиля и различных генетических школ.

Л и т е р а т у р а

1. Б о б р о в С.П. О факторах, контролирующих медное оруденение на правобережье рек Вятки и Камы // Изв. вузов. Геология и разведка. 1975. № 10. С. 61-67.
2. Б о г д а н о в Ю.В., Б у р ь я н о в а Е.З., К у т ы р е в Э.И. и др. Стратифицированные месторождения меди СССР. Л. Недра, 1973. 312 с.
3. Б о г д а н о в Ю.В., К о ч я Г.Г., К у т ы р е в Э.И. и др. Медистые отложения Олекмо-Витимской горной страны. Л.: Недра, 1966. 386 с.
4. Д е м б о в с к и й Б.Я., Д е м б о в с к а я З.П., К л ы ж и н а М.Л. и др. Формации базальных горизонтов уралид севера Урала

- в их рудоносность // Литология и полез. ископаемые. 1983. № 1. С. 41-53.
5. К а з а с к и й Ю.П. Введение в теорию осадконакопления. Новосибирск: Наука, 1983. 224 с.
 6. М и р о ш а к о в А.Е., Л а й к е в и ч С.С., Ш к л я р и к Г.К. Приангарский меденосный бассейн. М.: Недра, 1981. 109 с.
 7. М л а д е ц е в Г.Д. Закономерности распределения свинца и цинка на Дзезказганском месторождении // Геология руд. месторождений. 1976. С. 57-63.
 8. Н а р к е л я н Л.Ф. Геология и оруденение Дзезказганского месторождения. М.: Наука, 1962. 131 с.
 9. Н а р к е л я н Л.Ф., Б е з р о д н ы х Ю.П., Т р у б а ч е в А.И. и др. Медястые песчаники и сланцы южной части Сибирской платформы. М.: Недра, 1977. 223 с.
 10. Н а р к е л я н Л.Ф., С а л я х о в В.С., Т р у б а ч е в А.И. Медястые песчаники и сланцы мира. М.: Недра, 1983. 414 с.
 11. П о п о в В.М. Геологические закономерности размещения медястных песчаников на территории Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1959. Т. 2. С. 183-208.
 12. П о п о в В.М. Пластовые месторождения цветных металлов и вопросы их генезиса // Проблемы генезиса руд. М.: Недра, 1964. С. 350-368.
 13. С к р и п ч е н к о Н.С. Зональность и концентрация оруденения в медястных песчаниках и сланцах // Геология руд. месторождений. 1986. № 5. С. 3-15.
 14. С т р а х о в Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1962, т. 2. 575 с.
 15. С у р г а й В.Т. О дифференциации вещества Земли и стратиформном рудообразовании // Стратиформные месторождения цветных, редких, благородных металлов и других полезных ископаемых. Фрунзе: Илим, 1981. С. 92-94.
 16. Х о л о д о в В.Н. Об эволюции состава патакских провинций в истории Земли // Проблема литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975. С. 191-208.
 17. Х о л о д о в В.Н. Песчаный диапризм - новая сторона катагенетических процессов // Литология и полез. ископаемые. 1978, № 4. С. 50-66.
 18. Х о л о д о в В.Н. Роль регионального катагенеза в формировании термальных газоводных растворов (к теории стратиформного рудообразования // Генезис редкометалльных и свинцово-цинковых стратиформных месторождений. М.: Наука, 1986. С. 6-28.

УДК 553.434

И.Ф. Габлина

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ И ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕДНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩАХ

Для месторождений меди в осадочных толщах характерны следующие основные закономерности размещения и геологического строения: 1) пространственная связь с красноцветными молассоидными формациями; 2) приуроченность к бортам впадин, выполненных красноцветными отложениями; 3) размещение в зоне сопряжения контрастных по геохимическим характе-

растикам литологических образований - красноцветных и сероцветных пород; 4) специфический набор рудных минералов (сульфиды халькозинового ряда, разнокрасочные борниты, халькопирит, пирит); 5) зональное строение рудных тел, отражающее закономерное падение концентрации меди и окислительного потенциала в направлении от красноцветных пород к сероцветным; 6) наличие низкотемпературных околорудных изменений; 7) адекватность региональных метаморфических изменений вмещающих пород и руд.

Известны два основных промышленных типа рассматриваемых месторождений: а) дзезказганский (медистые песчаники) - во вторично-сероцветных грубообломочных породах красноцветных формаций и б) мангольдский (медистые сланцы) - в основании морских, богатых S_{org} сероцветных отложений, перекрывающих красноцветные формации.

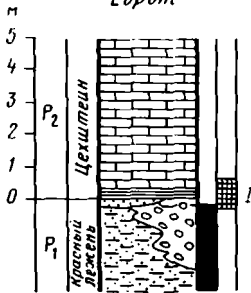
Рассмотрим подробнее особенности медистых песчаников и сланцев и попытаемся дать им оценку как генетическим признакам.

Связь с определенным типом формаций

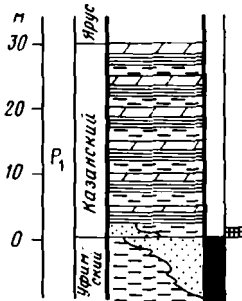
В настоящее время не известны месторождения медистых песчаников и сланцев вне связи с красноцветными формациями. Они залегают либо непосредственно внутри красноцветных формаций, либо в перекрывающих, реже подстилающих, сероцветных отложениях на контакте с красноцветными формациями (рис. 1). В неметаморфизованных осадочных толщах такая взаимосвязь очевидна и давно известна. В древних метаморфических комплексах эта закономерность подтверждается при реконструкции палеокраски пород, проведенной автором на примере удоканской серии раннего протерозоя [4].

Связь месторождений медистых песчаников и сланцев с определенным типом формаций является, пожалуй, единственным признаком, однозначно свидетельствующим об их экзогенной природе: очевидно, что оруденение, неразрывно связанное с формацией, есть порождение самой формации. Другие признаки связи оруденения с вмещающими породами (пластовая форма рудных тел, подчиненность текстурам и структурам вмещающих пород, приуроченность к определенным фациям и стратиграфическим интервалам) не могут быть использованы для генетических интерпретаций. С одной стороны, большинство из этих признаков носит конвергентный характер: одинаковые результаты могут возникнуть при различных способах отложения рудного вещества - как в седиментогенезе одновременно с осадком, так и в литифицированных породах под воздействием фильтрации растворов. С другой стороны, на большинстве месторождений медистых песчаников и сланцев в региональном плане проявляется секущее положение оруденения по отношению к фациальным, литологическим и стратиграфическим границам вмещающих пород. Наиболее ярким примером такого несогласия является Гравийское месторождение в Игарском районе, где каждое отдельно взятое рудное тело имеет пластовую форму.

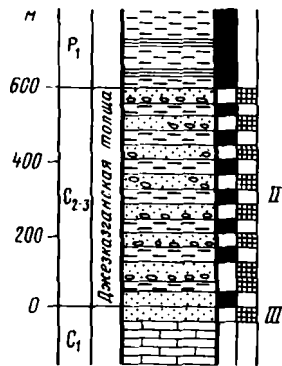
Центральная Европа



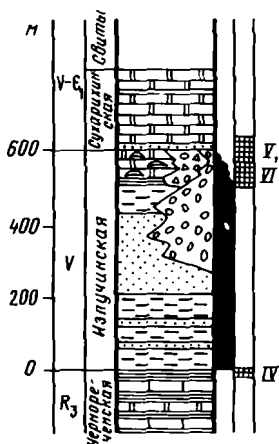
Западное Приуралье



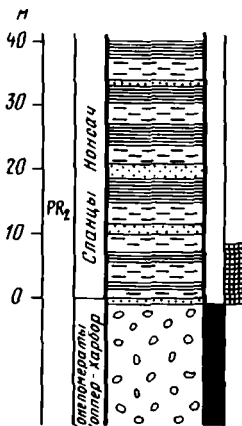
Джезказганский район



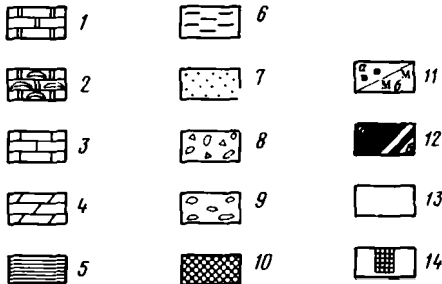
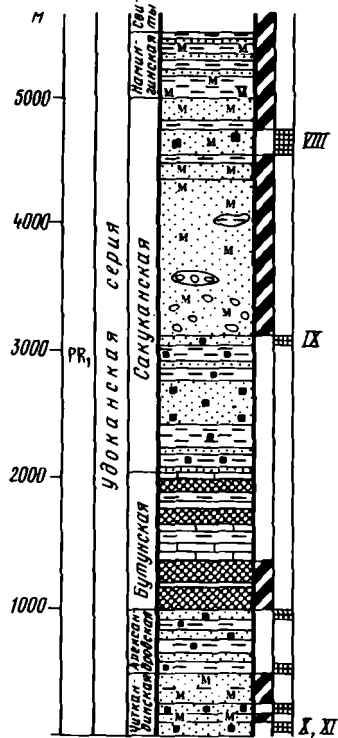
Игарский район



Штат Мичиган



Кодаро-Удояканская зона



Р и с. 1. Связь медистых песчаников и сланцев с красноцветными формациями

1 - доломиты; 2 - строматолитовые доломиты; 3 - известняки; 4 - мергели; 5 - аргиллиты, глинистые сланцы; 6 - алевролиты; 7 - песчаники; 8 - конгломерато-брекчия; 9 - конгломераты; 10 - альбититы; 11 - аутигенные минералы - индикаторы редокс-потенциала в метаморфизованных толщах: а - пирит, пирротин, б - магнетит, гематит; 12, 13 - окраска пород: 12 - красноцветная (а - наблюдаемая, б - предполагаемая первичная в метаморфизованных толщах), 13 - сероцветная; 14 - медное оруденение; I-XI - месторождения и рудопроявления: I - Мансфельд, Заугерхаузен и др., II - Дзезказган, III - Джиландинская группа месторождений, IV - горизонт "А", V - горизонт "Б", VI - Гравийское, VII - Уайт-Пайн, VIII - Удокан, IX - Умкур, X - Красное, XI - Правый Ингамаяк

согласную с залеганием пород, но в целом они сливаются в единую зонально построенную залежь, вытянутую в меридиональном направлении и смещающуюся с севера на юг из баровых песчаников сухарихинской свиты ($V-C_{1sh}$) в углеродистые сланцы и доломиты рифового комплекса верхов язучинской свиты (VI_{a2}).

На Дзезказгане оруденение диагонально сечет отложения C_{2-3} (около 600 м) вплоть до верхних горизонтов C_1 . Меденосная зона Удоканского месторождения смещается с севера на юг вверх по разрезу на 150 м относительно кровли рудовмещающей толщи [I]. Даже на таком месторождении как Мансфельд, традиционно служащем примером согласного оруденения, верхняя граница рудной зоны в региональном плане имеет куполовидную форму, смещаясь из кровли серого лежня (P_1) через медистый сланец в основание пещштейнового известняка (P_2).

Литологические особенности медистых песчаников и сланцев

Рудовмещающими на месторождениях медистых песчаников являются самые разнообразные осадочные породы - от известняков и глинистых сланцев до песчаников и конгломератов. При этом для мансфельдского типа более характерна приуроченность оруденения к глинистым и карбонатно-глинистым породам, хотя при наличии в разрезе песчаников или других обломочных пород оруденение охватывает и их (например, на месторождениях Мансфельд, Заугерхаузен и др. в ГДР). Оруденение дзезказганского типа преимущественно тяготеет к грубообломочным отложениям, но набор пород, несущих оруденение, также достаточно широк (например, на Дзезказгане это - песчаники, конгломераты, алевролиты, приконтактные зоны переслаивавшихся с ними аргиллитов).

Влияние состава пород на распределение оруденения выражается в следующем: 1) контроль оруденения наиболее проницаемыми грубообломочными отложениями; 2) приуроченность оруденения к области смены красноцветных пород сероцветными.

Первая особенность в месторождениях различных типов проявлена по-разному: оруденение дзезказганского типа приурочено непосредственно к наиболее грубозернистым прослоям ритмично построенных толщ; оруде-

6. Зап. 1429

нение мансфельдского типа располагается, как правило, над областью развития грубообломочных фаций красноцветных формаций в вышележащих глинистых или карбонатных сероцветных отложениях (см. рис. 1).

Сходным для мансфельдского и джезказганского типов является четко выраженная приуроченность оруденения к области смены красноцветных пород на сероцветные. Оруденение развивается преимущественно в сероцветных отложениях, незначительно затрагивая прилегающую зону красноцветных. Фациальный состав рудоносных сероцветных отложений самый разнообразный. Это могут быть озерные, болотные и аллювиально-дельтовые отложения внутри красноцветной молассы (медистые песчаники Западного Приуралья), морские глинисто-карбонатные образования, перекрывающие красноцветы (Мансфельд) или подстилающие их (Джиландинская группа месторождений в Центральном Казахстане), а также вторично осветленные, иногда битуминизированные грубообломочные фации красноцветных формаций (Джезказган, Гравийское месторождение). Общим для всех рудовмещающих сероцветных пород является присутствие в них вкрапленности пирита. При этом сульфиды меди всегда являются более поздними по отношению к пириту вмещающих пород и замещают его [17]. В большинстве случаев (но не всегда) вмещающие породы содержат также повышенные количества $S_{орг}$. Таким образом, рудовмещающие сероцветные отложения характеризуются восстановительной сероводородной средой, резко контрастирующей с окислительной обстановкой сопряженных с ними красноцветных толщ, т.е. иными словами, представляют собой геохимический барьер. Выделяются два основных типа таких барьеров: сингенетичный и эпигенетичный.

Сингенетичные барьеры образованы первично-сероцветными отложениями, восстановительная сероводородная среда которых унаследована от стадий седиментогенеза и диагенеза и обусловлена фациальными особенностями пород. На сингенетичных барьерах формируются месторождения мансфельдского типа.

Эпигенетичные барьеры связаны с вторично-сероцветными породами, серая окраска которых афациальна и связана с восстановлением первично-красноцветных пород на стадиях катагенеза. На эпигенетичных барьерах образуются месторождения джезказганского типа.

Приуроченность оруденения к первично-сероцветным отложениям рассматривается рядом исследователей как проявление фациального контроля и свидетельство сингенетичности руд вмещающим толщам. Однако концентрация идентичного оруденения на эпигенетических барьерах заставляет связывать его с более поздними эпигенетическими, наложенными процессами. На эпигенетичность оруденения по отношению к вмещающим отложениям указывает также зависимость его от проницаемости пород и наложенность рудообразующих сульфидов на первичную вкрапленность пирита.

Минеральный состав руд

Главные рудообразующие минералы месторождений медистых песчаников и сланцев представлены сульфидными соединениями систем Cu-S и Cu-Fe-S. Они образуют зональный ряд: халькозин (Cu_2S) - джарлеит ($Cu_{1,96}S$) - дигенит ($Cu_{1,8}S$) - розовый борнит ($Cu_{5+x}FeS_{4-x}$) - коричневый борнит (Cu_5FeS_4) - χ -борнит ($Cu_{5-x}FeS_{4+x}$) - халькопирит ($CuFeS_2$) - пирит (FeS_2), в котором слева направо наблюдается закономерное нарастание доли сульфид-иона и уменьшение содержания меди в сульфидах. Среди них широким распространением пользуются нестехиометрические соединения типа $Cu_{2-x}S$ и $Cu_{5+x}FeS_{4+x}$, характеризующиеся колебаниями состава в широких пределах и специфическими фазовыми превращениями. Эти их особенности исследователи используют для определения температурных условий образования руд. Такие интерпретации, по-видимому, возможны, но требуют большой осторожности. Соединения системы Cu-S в пределах от 20,0 до 22,2 мас.% S образуют несколько самостоятельных минералов. Сюда входят: дигенит ($Cu_{1,8}S$)^{*}, джарлеит ($Cu_{1,96}S$) и халькозин (Cu_2S). По составу они близки полученным экспериментально твердым растворам дигенитового ряда.

Существующие в рудах медистых песчаников разноокрашенные борниты переменного состава (от $Cu_{5+x}FeS_{4-x}$ до $Cu_{5-x}FeS_{4+x}$) близки к переслаженным искусственным высокотемпературным твердым растворам системы Cu-Fe-S. Однако попытка отождествления минералов природных руд и высокотемпературных твердых растворов в данном случае не оправдана.

Для генетической интерпретации наблюдаемых в рудах минералов, наряду с экспериментальными данными и анализом фазовых превращений, необходимо учитывать распространенность тех или иных сульфидов в природных рудах различных генетических классов. Как показали исследования [2, 18], среди сульфидов системы Cu-S и Cu-Fe-S существуют минералы, "запретные" для высокотемпературных вулканогенных и магматических месторождений. Это - джарлеит ($Cu_{1,96}S$) и χ -борнит ($Cu_{5-x}FeS_{4+x}$), являющиеся типоморфными минералами медистых песчаников и сланцев. Состав борнитов гипогенных руд Талнахского месторождения [13], рудных жил Джекказгана [12], метаморфизованных месторождений удоканской серии (по материалам автора), а также 13-ти высокотемпературных месторождений, изученных Р. Бреттом [18], близок к стехиометрическому. В отличие от них в рудах месторождений медистых песчаников и сланцев, в том числе во вмещающих рудах Джекказгана, присутствует борнит, обогащенный серой - оранжевый борнит или χ -борнит [3, 10, 12, 20]. При температуре 75 °C он распадается на тетрагональный борнит и халь-

^{*}В настоящее время установлено, что состав природного дигенита, устойчивого при температуре ниже 50 °C, колеблется от $Cu_{6,9}Fe_{0,1}S_{4,0}$ до $Cu_{7,1}Fe_{0,1}S_{4,0}$ [23].

копирит [20]. Температура распада искусственных х-борнитов, синтезированных Р. Индом и Г. Куллерудом [26], зависит от их состава и колеблется от 80 до 140 °С. По мнению этих авторов х-борнит в природных условиях не может возникнуть из твердых растворов, так как полный распад халькопирит-борнитовых твердых растворов происходит очень быстро — за 7,5 мин, т.е. закалка их практически невозможна. Р. Инд и Г. Куллеруд считают, что природные борниты с избытком серы представляют собой смесь тетрагонального стехиометрического борнита с х-борнитом и образуются, скорее всего, из низкотемпературных растворов, обладающих повышенной активностью серы, или в результате взаимодействия таких растворов с тетрагональным борнитом [26].

Джарлеит — один из наиболее распространенных минералов рассматриваемой группы месторождений, а также зон вторичного сульфидного обогащения рудных месторождений. Из трех сульфидных минералов ряда $Cu_{1,8}S-Cu_2S$ в рудах медистых песчаников и сланцев преобладает джарлеит ($Cu_{1,96}S$). В зоне гипергенеза наиболее распространены джарлеит и дигенит. Халькозин среди новообразованных сульфидов зон вторичного сульфидного обогащения не известен. Для гипогенных руд гидротермальных и магматических месторождений сульфиды системы Cu-S вообще не характерны, но если встречаются (например, на Талнахском месторождении), то представлены стехиометрическим соединением — Cu_2S (халькозином) или смесью его с высокотемпературной тетрагональной формой $Cu_{1,96}S$ [2].

Джарлеит, в отличие от других минералов халькозинового ряда, при повышении температуры не просто переходит в иную кристаллографическую модификацию, а распадается на два самостоятельных минерала — халькозин и дигенит. Температура фазового перехода составляет 93 ± 2 °С. Процесс обратим. По мнению Е. Розебума, впервые установившего этот минерал в природе, присутствие мономинеральных вкраплений джарлеита может свидетельствовать о низких температурах его образования, так как в противном случае следует допустить, что твердые растворы, продуктом закалки которых, якобы, является джарлеит, по составу в точности соответствовали формуле $Cu_{1,96}S$, что мало вероятно [25]. В экспериментах, проведенных Н. Джарле при отклонении состава смеси Cu:S=1,96 в сторону уменьшения меди, в синтезированном джарлеите появлялась примесь дигенита, а в случае избытка меди возникал джарлеит с примесью халькозина [21].

Таким образом, температурные пределы устойчивости х-борнита и джарлеита объясняют ограниченность распространения этих минералов зоной экзогенеза, а присутствие их в рудах может служить признаком низкотемпературных условий образования. В качестве индикаторов условий образования могут быть использованы и другие минералы медистых песчаников и сланцев, например, бетехтинит, присутствующий в рудах Дзезказгана. Верхний предел устойчивости его определяется 170 °С. При этой температуре бетехтинит распадается на галенит и борнит. Процесс необратим.

Дополнительным критерием, подтверждающим представление о низких температурах образования медистых песчанников и сланцев, является присутствие в них неравновесных ассоциаций сульфидов. Как известно, равновесными ассоциациями (парагенезисами) являются ассоциации минералов, сформированные из единого, эволюционирующего во времени и пространстве раствора, находящегося в равновесии с твердой фазой. Судя по описанным выше взаимоотношениям сульфидов меди и пирита, можно предположить, что сульфидные ассоциации рассматриваемых месторождений образовались за счет воздействия меденосных растворов на пиритосодержащие породы. В результате длительного взаимодействия сформировался равновесный зональный ряд сульфидов. Неравновесные ассоциации состоят из сульфидов, стоящих в разных частях зонального ряда: джарлент (или дагениит) + пирит, дагениит + халькопирит, борнит + пирит и др. Их устойчивость ограничена довольно низкими температурными пределами (табл. I), превышение которых приводит к взаимодействию ассоциирующих минералов с образованием промежуточных фаз. Так, реакция между халькозином и пиритом происходит уже при 100 °С с образованием борнита: $2\text{FeS}_2 + 5\text{Cu}_2\text{S} + \text{Q} = 2\text{Cu}_5\text{FeS}_4 + \text{S}$. Дальнейшее повышение температуры (> 228 °С) приводит к взаимодействию пирита с борнитом, в результате чего возникает халькопирит: $8\text{FeS}_2 + 2\text{Cu}_5\text{FeS}_4 + \text{Q} = 10\text{CuFeS}_2 + 4\text{S}$.

Текстуры и структуры руд

В качестве критериев для определения условий образования руд исследователи используют их текстурные и структурные особенности. В частности, на основании взаимных соотношений минералов в рудах делаются выводы о последовательности их выделения, многие закономерные сростания минералов трактуются как структуры распада твердых растворов, и на основании количественных отношений составляющих их компонентов определяется температура образования руд. Однако такая прямолинейная трактовка наблюдаемых структур нередко ведет к ошибкам, сопряженным с конвергентным характером этих признаков. Мирмекитовые структуры сростания сульфидов могут, например, образоваться как в результате распада твердых растворов, так и в процессе замещения одного минерала другим. Особенно неоднозначны структуры сростания сульфидных минералов, что обусловлено большой подвижностью сульфидов, способностью их к перекристаллизации, фазовым превращениям и взаимному растворению даже при небольшом повышении температуры и давления.

В настоящее время существуют многочисленные экспериментальные данные по образованию структур сростания сульфидов в различных термодинамических условиях, которые нельзя не учитывать при трактовке структур и текстур природных руд.

Р. Бретт [19] экспериментально показал, что структуры, идентичные структурам замещения и одновременного отложения, могут возникнуть в результате распада твердых растворов. Им были изучены твердые раство-

Таблица I

Пределы устойчивости минеральных ассоциаций месторождений медистых песчаников и сланцев

Система	Низкотемпературная ассоциация	Характер изменений	Температура перехода, °С	Высокотемпературная ассоциация	Литературный источник
Cu - S	Дигенит	↔	76 - 83	Дигенит кубический	[25]
	Джарлеит	↔	93 ± 2	Халькозин гексагональный + дигенит кубический	[25]
	Халькозин ромбический	↔	103,5	Халькозин гексагональный	[25]
	Ковеллин + джарлеит	→	60 ± 10	Дигенит	[25]
Cu - Pb - S	Бетехтинит	→	170	Галенит + борнит тетрагональный	[16]
Cu - Fe - S	х-борнит	→	75-140	Борнит тетрагональный + халькопирит	[26]
	Борнит тетрагональный	↔	228	Борнит кубический	[26]
	Халькозин + пирит	→	100	Дигенит + борнит	[26]
	Борнит + пирит	→	228	Халькопирит	[26]

Примечание. Характер изменений: ↔ обратимый, → необратимый.

ры халькозин-дигенит-борнитового и халькопирит-борнитового ряда. Халькопирит-борнитовые твердые растворы, полученные при 600 °С, Р. Бретт подвергал охлаждению и закалке при 400, 200 и 50 °С в течение различного времени (от 1/2 мин до 7 мес). Твердые растворы дигенит-борнитового и халькозин-борнитового ряда охлаждались от 350 °С. Во всех случаях при охлаждении происходил распад твердых растворов. Для распавшихся твердых растворов халькопирит-борнитового ряда более характерны были пластинчатые и решетчатые структуры. Для структур распада халькозин-борнитовых и дигенит-борнитовых твердых растворов характерны сростания неправильной формы, искривленные, имеющие сходство с мirmekитовыми. И в тех и в других в конечном результате широко распространенными являлись структуры взаимных границ, жилкообразования и псевдозамещения.

Эксперименты В. Робертса [24] продемонстрировали возможность образования структур псевдозамещения в результате собирательной перекристаллизации под влиянием температуры и давления. Тонкоизмельченную смесь халькопирита, сфалерита и шпирита, перемешанную с каолином, помещали в стальной цилиндр, где она выдерживалась под давлением в 2000 кбар при температуре 125 °С в течение 60 дней. В результате проведенного опыта каолин принял ориентированную структуру сланца, сульфиды перекристаллизовались и приняли форму крупных линзовидных неравномерно распределенных тел. Линзы халькопирита содержали мельчайшие включения сфалерита, которые, диффундируя сквозь "хозяина", скапливались вдоль границ халькопирита, создавая впечатление замещения. Сходные структурные взаимоотношения наблюдались в участках, где преобладал сфалерит.

Приведенные примеры показывают, что наблюдаемые в рудах взаимоотношения сульфидов не всегда могут свидетельствовать о возрастной последовательности выделения минералов. Поэтому при генетической интерпретации структурных взаимоотношений минералов в рудах необходимо исключить из числа объектов обсуждения любые структуры и текстуры, не имеющие однозначного толкования. С этих позиций не может быть признано корректным выделение разновозрастных этапов рудообразования на основании пересечения рудных минералов одного состава "рудными струями" другого состава, как это сделано М.К. Сатпаевой для богатых сульфидных руд Дзезказгана [11], так как подобные структуры могут быть результатом диффузного стягивания и собирательной перекристаллизации. То же самое относится и к интерпретации В.Л. Левиным [7] розового борнита, состоящего из тонкодисперсного сростания стехиометрического борнита и 18-30 мол.% дигенита, как распавшегося твердого раствора. На основании количественных соотношений компонентов автор делает выводы о высокой (> 300 °С) температуре образования руд. Аналогичные тонкодисперсные сростания известны практически на всех месторождениях медистых песчаников и сланцев и в зонах вторичного сульфидного обогаще-

ния. Их образование может быть связано с диффузионным замещением борнита дигенитом под воздействием низкотемпературных меденосных растворов. Не удивительно, что высокие температуры образования таких "твердых растворов" не согласуются с присутствием в рудах низкотемпературных минеральных ассоциаций, описанных выше.

Наиболее надежную и объективную информацию о последовательности выделения рудных минералов дает изучение их взаимоотношений с нерудными аутигенными минералами вмещающих пород, сформированными на различных стадиях литогенеза. Нерудные минералы — карбонаты, силикаты — являются более устойчивыми к изменениям термодинамических условий внешней среды, чем сульфиды. Проведенные с этих позиций исследования руд Джезказгана, Гравийского месторождения, других рудопроявлений Игарского района позволили автору [3, 22] выявить в них по крайней мере два разновозрастных минеральных парагенезиса: 1) ранний реликтовый парагенезис сульфидов, пассивно выполняющий поры вмещающих пород — законсервированный в силикатном регенерационном или карбонатном поровом цементе; 2) поздний — главный парагенезис сульфидов, образующий коррозионно-метасоматические выделения, агрессивные по отношению к вмещающим породам.

Наличие этих разновозрастных генераций свидетельствует о длительности процесса рудообразования, начавшегося в свободном поровом пространстве нелитифицированных отложений и продолжавшегося на фоне их литификации, а зачастую и после нее.

На Джезказгане выделяется еще и третий парагенезис сульфидов, характерный для рудных жил, секущих породы. Он представлен преимущественно стехиометрическими сульфидными соединениями — халькозином, тетрагональным борнитом, халькопиритом. Минералы, не устойчивые в условиях повышенных температур — джарлеит, х-борнит в рудных жилах отсутствуют. Этот факт свидетельствует о нарастании температур в процессе формирования месторождения.

Особенности минеральной зональности

Минеральная зональность оруденения на месторождениях медистых песчаников и сланцев всегда однотипна и выражается в смене по laterали или вертикали сульфидов халькозианового ряда борнитом, а затем халькопиритом в направлении от красноцветных пород к сероцветным пиритсодержащим породам.

Изучение разновозрастных парагенетических ассоциаций сульфидов позволяет проследить динамику формирования минеральных зон во времени, которая выражается в метасоматическом "наплывании" зоны халькозиановых руд на борнитовую зону, борнитовой — на халькопиритовую [3]. Это приводит в конечном итоге к постепенному перемещению рудных тел от красноцветных отложений к сероцветным (геохимическому барьеру) и является отражением направления миграции меденосных растворов.

Околорудные изменения

Месторождения медистых песчаников и сланцев характеризуются развитием слабых, часто трудно диагностируемых околорудных изменений.

От региональных катагенетических преобразований пород рудовмещающей толщи они отличаются локальным характером распространения и специфичностью минеральных новообразований, обусловленной нарушением геохимического равновесия в зоне рудообразования. Иногда намечается зональность в распределении околорудных изменений. Наиболее существенные околорудные изменения наблюдаются на месторождениях джезказганского типа. Они изучены на Джезказганском [3, 14, 15] и Гравийском [5] месторождениях.

Региональные постседиментационные преобразования пород джезказганской толщи (S_{2-3}), по данным В.Д. Шутова [15], относятся к стадии глубинного эпигенеза (позднего катагенеза). Они выражены в развитии в песчаниках мозаичных и конформных структур растворения и трансформации всех глинистых компонентов пород толщи в ассоциацию: хлорит + гидрослюда, устойчивую в зоне глубинного эпигенеза. В соответствии с особенностями тектонического строения джезказганской синклинали в ее пределах наблюдается субширотная зональность региональных эпигенетических преобразований пород: на крайнем северо-востоке, в участке вышлагаивания восточного борта синклинали В.Д. Шутовым [15] выделена зона начального эпигенеза (по присутствию среди глинистых компонентов пород реликтов монтмориллонита и смешанослойного минерала - гидрослюда - монтмориллонита); в западном направлении происходит нарастание степени измененности пород, и на западном, наиболее крутом, осложненном изоклинальной складчатостью, крыле синклинали среди глинистых минералов рудоносной толщи встречается уже биотит - индикатор начальных стадий метаморфизма [3]. В районе месторождения эпигенетические изменения имеют свои особенности, обусловленные, по-видимому, привносом вещества извне. Они выражаются в несоответствии степени преобразования глинистых пород и переслаивающихся с ними песчаников. Изменения глинистых пород (аргиллитов), как и всех пород на большей части Джезказганской синклинали, находятся на уровне глубинного эпигенеза. Изменения песчаников характеризуются более интенсивным развитием структур растворения и резким увеличением в глинистой фракции содержания хлорита, что позволило В.Д. Шутову [15] отнести их к стадии метагенеза. Во внешнем облике пород эти изменения выразились в осветлении рудоносных песчаников, а химически - в переводе окисного железа в закисную форму, частичном его выносе, привносе карбонатов и сульфид-иона [3, 14].

На Гравийском месторождении околорудные эпигенетические изменения выразились в битуминизации наиболее проницаемых пород - конгломератов, конгломератс-брекчий, песчаников - и в развитии окварцевания и эпигенетических карбонатов. Последние характеризуются четко выраженным зо-

вальным распределением: с участками битумнизации совпадает зона доломитообразования, которая по направлению к красноцветным неизменным породам сменяется зонами раздоломичивания и кальцитизации [5]. Образование такой зональности объясняется воздействием окислительных сульфатных вод на породы, обогащенные органическим веществом.

Для месторождений мансфельдского типа наиболее характерно развитие вторичной гематитизации (Rote Fäule), которая накладывается на уже оруденелые породы и сопровождается перераспределением рудного вещества с образованием концентрически зональных богатых рудных тел. Формирование Rote Fäule объясняется воздействием на оруденелые породы кислородсодержащих вод, использовавших при миграции те же зоны дренирования, что и меденосные растворы, уже отложившие свой полезный груз [9].

Метаморфические изменения руд

Как уже говорилось, под воздействием повышенных температур и давления сульфидные минералы могут претерпевать существенные изменения. К числу их относятся: 1) полиморфные превращения сульфидов; 2) образование твердых растворов; 3) исчезновение неравновесных ассоциаций.

Основным фактором, оказывающим влияние на сульфиды, является температура. Температурные пределы устойчивости минералов и минеральных ассоциаций интересующих нас систем показаны в табл. I. Большая часть изменений, происходящих с сульфидами, носит обратимый характер и практически не диагностируется в природных рудах. Лишь некоторые из них необратимы и могут быть использованы в качестве индикаторов температур преобразования руд. К необратимым изменениям относятся: распад хборниты и бетехтинита, переход неравновесных ассоциаций в устойчивые при повышенной температуре парагенезисы [3, 8, 9].

Проведенный с этих позиций парагенетический анализ руд медистых песчаников и сланцев показал, что степень их преобразованности соответствует уровню постседиментационных изменений вмещающих пород (табл. 2). Следовательно формирование руд близко по времени к начальным стадиям литогенеза. В дальнейшем руды как составная часть пород испытывали вместе с ними более поздние изменения под воздействием возрастающих в процессе катагенеза и метаморфизма температур и давления.

Описанные закономерности размещения и геологического строения месторождений медистых песчаников и сланцев (табл. 3) на первый взгляд кажутся противоречивыми. Одни из них отражают низкотемпературные экзогенные условия формирования оруденения, близость его по времени образования вмещающим породам; другие — являются признаками наложенности оруденения. Противоречия исчезают, а описанные закономерности находят естественное объяснение, если представить рассматриваемые месторождения как результат осаждения меди из подземных вод красноцветных формаций на сероводородных биогеохимических барьерах. При таком механизме

Ассоциации сульфидов медистых песчаников и сланцев и степень преобразованности вмещающих пород

Степень постседиментационных преобразований вмещающих пород	Верхний температурный предел, °С	Равновесный парагенетический ряд сульфидов	Неравновесные ассоциации	Месторождение или его местонахождение
Диагенез, ранний катагенез	75	Халькозин - джарлеит - дигенит - розовый борнит - стехиометрический борнит - х-борнит - халькопирит - пирит	Джарлеит + пирит, дигенит + пирит, борнит + пирит, дигенит + халькопирит	Западное Приуралье, Мансфельд, Гравийское
Поздний катагенез	200	Халькозин - дигенит - борнит стехиометрический - халькопирит - пирит	Борнит + пирит	Рудопроявления Донбасса, Дзезказган
Зеленосланцевая фация метаморфизма	450 - 500	Халькопирит - пирит (или пирротин)	Отсутствуют	Красное, Правый Ингамакит

формирование руд начинается на ранних этапах литогенеза в условиях высокой проницаемости вмещающих отложений и продолжается длительное время на фоне всех последующих изменений вмещающих пород.

Т а б л и ц а 3

Генетические признаки месторождений медистых песчанжков и сланцев

Критерии экзогенной природы	Критерии наложенности оруденения
<p>Связь с определенным типом формаций (красноцветными аридными)</p> <p>Морфологические признаки выделения рудных минералов на равных стадиях литогенеза</p> <p>Низкотемпературный парагенезис сульфидов</p> <p>Адекватность степени преобразования руд и вмещающих пород</p>	<p>Секундное положение оруденения</p> <p>Зависимость от проницаемости пород</p> <p>Наложённые текстуры и структуры руд</p> <p>Наличие околорудных изменений.</p>

Л и т е р а т у р а

1. Богданов Ю.В., Бурьянова Е.З., Кутырева Э.И. и др. Стратиформные месторождения меди СССР. Л.: Недра, 1973. 312 с.
2. Г а б л и н а И.Ф. Сульфиды халькозинового ряда из месторождений медистых песчанжков // Зап. ВМО. 1984, т. 113. Вып. 4. С. 430-443.
3. Г а б л и н а И.Ф. Условия меденакпления в красноцветных континентальных формациях. М.: Наука, 1983. 122 с.
4. Г а б л и н а И.Ф., В а с и л о в с к а я Л.В. О первичных формационных признаках пород удоканской серии // Докл. АН СССР. 1988. т. 301, № 5. С. 1173-1178.
5. Г а б л и н а И.Ф., Р ж е в с к и й В.Ф., В а с и л о в с к а я Л.В. Эпигенетическая рудоконтролирующая зональность Гравийского месторождения меди // Генезис редкометаллических и свинцово-цинковых стратиформных месторождений. М.: Наука, 1986. С. 147-168
6. Г у с т а ф с о н Л.Б., У и л ь я м с Н. Стратиформные месторождения меди, свинца и цинка в осадочных породах // Генезис рудных месторождений. М.: Мир, 1984. Т. 1. С. 156-244.
7. Л е в и н В.Л. Сульфиды меди - индикаторы повышенных температур образования руд Дзезказгана // Роль эндогенных и экзогенных факторов в формировании стратиформных руд и околорудных изменений. М.: Готапринт ГИН, 1986. Ч. 1. С. 24-25.
8. Л у р ь е А.М. Изменение руд при эпигенезе и метаморфизме на месторождениях меди красноцветных формаций // Сов. геология. 1977. № 2. С. 46-58.
9. Л у р ь е А.М. Экзогенные месторождения меди в морских отложениях: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1979. 42 с.
10. Л у р ь е А.М., Г а б л и н а И.Ф. Зональный ряд сульфидов на месторождениях меди красноцветных формаций // Геожимия. 1976. № 1. С. 109-115.
11. С а т п а е в а М.К. Руды Дзезказгана и условия их формирования. Алма-Ата: Наука, 1985. 208 с.

12. С а т п а е в а М.К., П о л я к о в а Т.П. Разноокрашенные борниты из вкрапленных медных руд Дзезказганского месторождения // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1971. № 5. С. 21-27.
13. Сульфидные медно-никелевые руды Корильских месторождений. М.: Наука, 1961. 234 с.
14. Ф е о к т и с т о в В.П., К р а м а р е н к о Л.Е. О природе серой окраски пород Дзезказганского месторождения // Литология и полез. ископаемые. 1971. № 3. С. 119-125.
15. Ш у т о в В.Д. Граувакки меденосных формаций Дзезказгана // Граувакки. М.: Наука, 1972. С. 187-231.
16. Ш ю л л е р Е., Х е н е Е. Ботехтинит - свинцово-медный сульфид в рудных прожилках Мансфельда // Зап. ВМО. 1960. Т. 89, вып. 4. С. 133-133.
17. Э н с а й н К.О. (мл.), У а й т У.С., Р а й т Дж. К. и др. Медные месторождения Уайт-Пайн в сланцах Нонсач, штат Мичиган // Рудные месторождения США. М.: Мир, 1972. Т. 1. С. 602-627.
18. B r e t t R. Exolution textures and rates in solid solutions involving bornites // Year Book-1961. Wash. (D.C.): Carnegie Inst. 1962. P. 155-157.
19. B r e t t R. Experimental data from the system Cu-Fe-S and their bearing on exolution textures in ores // Econ. Geol. 1964. Vol. 59, N 7. P. 1241-1269.
20. B r e t t R., Y u n d R.A. Sulfur-rich bornites // Amer. Miner. 1964. Vol. 49, N 7/8. P. 1084-1098.
21. D j u r l e S. An X-ray study of the system Cu-S // Acta chem. scand. 1958. Vol. 12, N 7. P. 1415-1426.
22. G a b l i n a I.P. Genetic types of copper mineralisation in the Igarka Area, West of the Siberian Platform // Geology and metallogeny of Copper deposits / Ed. G.H.Friedrich et al. Berlin; Meidelberg: Springer, 1986. P. 524-539.
23. M o r i m o t o N., G y o b y A. The composition and stability of digenite // Amer. Miner. 1971. Vol. 56, N 11/12. P. 1889-1909.
24. R o b e r t s W.M.B. Recrystallisation and mobilisation of Sulphides at 200 atmos and in the temperature range 50-145° // Ibid. 1965. Vol. 60, N 1. P. 168-171.
25. R o s e b o o m E.H. An investigation of the system Cu-S and some natural copper sulfides between 25° and 700°C // Econ. Geol. 1966. Vol. 61, N 4. P. 641-672.
26. Y u n g R., K u l l e r u d G.J. Thermal stability of assemblages in the Cu-Fe-S System // J. Petrol. 1966. Vol. 7, N 3. P. 454-488.

УДК 553, 434 (574.31)

М.К. Сатпаева

ИНДИКАТОРЫ ЭНДОГЕННОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ СТРАТИФОРМНЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ МЕДИ (НА ПРИМЕРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАЗАХСТАНА)

Казахстан - один из ведущих регионов Союза по масштабам проявления стратиформных месторождений меди, относящихся к типу "медистых песчаников". Крупнейшее из них Дзезказганское является рудной базой одноименного горно-металлургического комбината. К северу и югу от Дзезказгана расположен целый ряд месторождений того же типа, имеющих промышленное значение: в 40-50 км к северу находятся месторождения

Джиландинской группы (Итауз, Сарыоба, Караюбак, Кипшакпай), в 300 км к югу — Даман-Айбат (Таскура). Кроме названных месторождений, на территории республики известны многочисленные мелкие месторождения и рудопроявления, также относящиеся к типу медистых песчаников, большая часть из которых сосредоточена на северо-западе Центрального Казахстана (севернее Джекказгана и месторождений Джиландинской группы), меньшая — на западе республики, в Мангышлакском Каратау.

Руды наиболее крупных месторождений вскрыты буровыми скважинами, а Джекказгана — многочисленными горными выработками, что позволило осуществить их детальные исследования. Мелкие же месторождения и рудопроявления не охвачены буровыми работами и представлены лишь бедными выходами окисленных руд, что, естественно, отразилось на степени их изученности.

Джекказганское месторождение явилось за годы разведки и эксплуатация объектом многочисленных и разносторонних исследований, осуществленных И.С. Яговкиным, К.И. Сатпаевым, Т.А. Сатпаевой, Б.И. Штифановым, С.Ш. Сейфуллиным и др. Однако, несмотря на длительное и всестороннее изучение месторождения, вопросы, связанные с его генезисом, продолжают оставаться дискуссионными. Большинство геологов, проводивших разведку месторождения, считали его эндогенным, связывая оруденение с деятельностью глубинных гидротермальных растворов. Наиболее полно представления о гидротермальном генезисе Джекказгана изложены в трудах академика К.И. Сатпаева. С конца 40-х — начала 50-х годов Г.Г. Гудалиным, В.М. Лоповым, Л.Ф. Наркелюном, И.П. Дружининым и др. начала активно развиваться гипотеза первично-осадочного генезиса руд Джекказгана. Основанием для таких представлений послужили некоторые особенности месторождения — пластообразная форма рудных тел, приуроченность оруденения исключительно к сероцветным песчаникам ("литологический контроль"), отсутствие на месторождении изверженных пород. В последние годы появился ряд новых гипотез (вадозно-гидротермального, гидрогенного, полигенного генезиса), приводящих в соответствие реальный факт эпигенетичности руд с представлениями об экзогенном источнике рудного вещества.

Автором настоящей работы в течение длительного периода (более 20 лет) осуществлялось исследование руд Джекказгана и других месторождений медистых песчаников Казахстана с применением комплекса современных методов анализа рудного вещества (микрорентгеновый анализ, электронная микроскопия, рентгенография микропроб и др.). В результате получены дополнительные данные, подтверждающие представления об эндогенной природе оруденения.

Все промышленно важные месторождения медистых песчаников Казахстана (Джекказган, Даман-Айбат, Джиландинской группы) приурочены к красноцветной толще терригенных осадочных пород, известной под названием джекказганской, представляющей ритмичное переслаивание средне- и крупнозернистых полимиктовых песчаников и конгломератов с тонкозернистыми

глинистыми породами - алевритами и аргиллитами. Возраст джезказганской толщи C_2-C_3 , мощность - 650-680 м. Толща согласно налегает на карбонатно-терригенные породы нижнего карбона и согласно же перекрывается глинистыми отложениями перми мощностью 300-500 м.

Изучение руд названных месторождений показало, что они однотипны, генетически родственны. Рудная минерализация везде представлена сульфидами металлов, замещающими цемент и терригенный материал песчаников и конгломератов. Главными рудными минералами всех месторождений являются халькозин, борнит, халькопирит, а в Джезказгане и Баман-Айбате - и галенит; второстепенными - сфалерит, блеклая руда; редкими - пирит, арсенопирит, бетехтинит, самородное серебро, штроейерит, джезказганит (сульфид рення), никельсодержащие сульфоарсениды кобальта. В наиболее полной мере геолого-минералогические особенности месторождений этого типа проявились в крупнейшем из них - Джезказганском. Остальные месторождения, повторяя главные особенности, свойственные Джезказгану, несут некоторые черты индивидуальности, подчеркивая возможное разнообразие проявлений однотипного процесса оруденения.

Каковы же главные особенности казахстанских месторождений медистых песчаников, свидетельствующие об их эндогенном происхождении?

1. Приуроченность сульфидного оруденения к наиболее грубозернистым отложениям осадочной слоистой толщи, представляющей переслаивание песчаников, конгломератов и глинистых пород. Иными словами, оруденению подвергаются наиболее проницаемые породы, разделенные водоупорными экранами. Следствие этого - стратифицированность и многоярусность оруденения. В Джезказганском месторождении в разрезе толщи насчитывается 22 пласта песчаников и конгломератов, в 19 из которых заключено 27 рудных залежей, лежащих друг над другом, т.е. месторождение представляет собой многоэтажное сооружение. В Баман-Айбате, где масштабы оруденения малы по сравнению с джезказганскими, насчитывается три таких рудных этажа, в месторождениях Джиландинской группы - два.

Напомним, что переслаивание проницаемых и водоупорных пород создает благоприятные условия для осуществления гидроразрывов пластов при вторжении в осадочную толщу эндогенных растворов и расплавов. На это обращал внимание Г.Л. Носпелов [7], описывая механизм возникновения властовых интрузий: "Особенно следует обратить внимание на роль так называемых "разгружающих" пластов в локализации гидроразрывов. Разгружающими пластами являются вышележащие пласты непроницаемых пород, которые в определенных условиях уменьшают горное давление. Разрывающее давление, необходимое для гидроразрыва проницаемого пласта непосредственно под непроницаемой кровлей, может быть в несколько раз меньше, чем вдали от нее" (с. 33, 34).

2. Структурный контроль, включающий ряд факторов.

а. Приуроченность всех крупных месторождений медистых песчаников Казахстана (Джезказган, Баман-Айбате, месторождений Джиландинской

группы) к единой меридиональной полосе, заключенной между 87 и 89° восточной долготы, к которой приурочены также крупные медные месторождения Алмалыкской группы в Узбекистане и Айнак в Афганистане (последнее месторождение, как и казахстанские, относится к типу стратиформных медных месторождений в терригенных породах). Указанное меридиональное направление, контролирующее положение крупнейших месторождений меди Казахстана и Средней Азии, совпадает с меридиональным трансконтинентальным линейным элементом [1С], пересекающим весь Азиатский материк от горного хребта Чагос в Индийском океане до п-ва Лмал на севере.

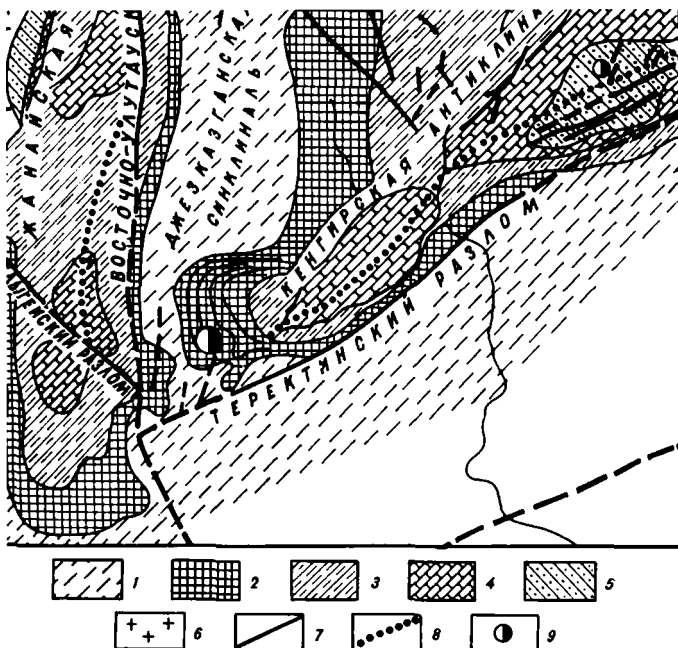
б. Приуроченность каждого из месторождений к узлам пересечения региональных разломов меридионального и субширотного простираний: Дзезказганское месторождение приурочено к пересечению меридионального Восточно-Улутауского разлома с субширотным Теректинским, резко ограничивающим с юга Дзезказганское рудное поле (рис. 1); месторождения Джиландинской группы - к пересечению Восточно-Улутауского и Северо-Теректинского разломов; Жаман-Айбат - субмеридионального с широтным, пересекающим Жаман-Айбатскую антиклиналь.

в. Все месторождения приурочены к сводовым частям крупных антиклинальных структур, т.е. к участкам разуплотнения вмещающих пород, благоприятным для разгрузки рудоносных растворов и флюидов (в Дзезказгане это Кенгирская антиклиналь, на севере - Джиландинская, на юге - Жаман-Айбатская).

г. Породы на площади месторождений осложнены вторичной локальной складчатостью - куполами, синклиналями, флексуриобразными перегибами пластов. В песчаниках наблюдаются многочисленные внутрипластовые трещины, зоны дробления, надвигов, отслаивания, выполняющие роль рудоподводящих, рудораспределяющих и рудолокализирующих структур.

3. Следы активного воздействия наложенной рудной минерализации, наблюдаемые во всех разновидностях вмещающих пород.

Согласно исследованиям И.Т. Тажибаевой [15], Т.Н. Голубовской и В.А. Голубовского [2], И.А. Гаспиной [1], породы дзезказганской толщи формировались в континентальных аллювиально-озерных условиях на обширной равнине, изобиловавшей мелководными часто пересыхавшими озерами и временными водотоками. Осадконакопление происходило в условиях сухого аридного климата. Данные о степени эпигенетических преобразований пород наиболее полно приведены в работе Э.Д. Путова [20]. Согласно исследованиям этого автора, небольшая мощность осадков дзезказганской толщи и незначительное общее прогибание впадины, связанное с последующим накоплением лишь пермских отложений мощностью не более 300 м, привели к тому, что породы дзезказганской толщи в процессе постседиментационных преобразований достигли лишь стадии неглубокого эпигенеза. В дальнейшем на крайнем юго-западе Дзезказганской впадины (т.е. непосредственно в районе Дзезказганского месторождения) ограни-



с. 1. Схема геолого-тектонического строения Дзезказганского района, по материалам К.И. Сатпаева, Ю.А. Зайна и др.

1 - красные алевролиты, песчаники и известняки (C_2-P_1); 2 - серые и красные песчаники и алевролиты (C_2-C_3) дзезганской толщи; 3 - серые известняки, песчаники, алевролиты и аргиллиты (C_1-v); 4 - серые кристаллические известняки, доломиты, мергели (C_1-t); 5 - красные песчаники и сланцы, грубые валунные конгломераты (D); 6 - пластовые интрузии - гранодiorиты; 7 - тектонические разломы; 8 - оси складок; 9 - месторождения медистых песчаников

асток пород претерпел сильнейшие стрессовые напряжения и ён до стадии метазенеза. Причём максимальные изменения заены в наиболее грубозернистых песчаниках. Породы, сохраняющие уровне неглубоких эпигенетических преобразования, наблюдают-

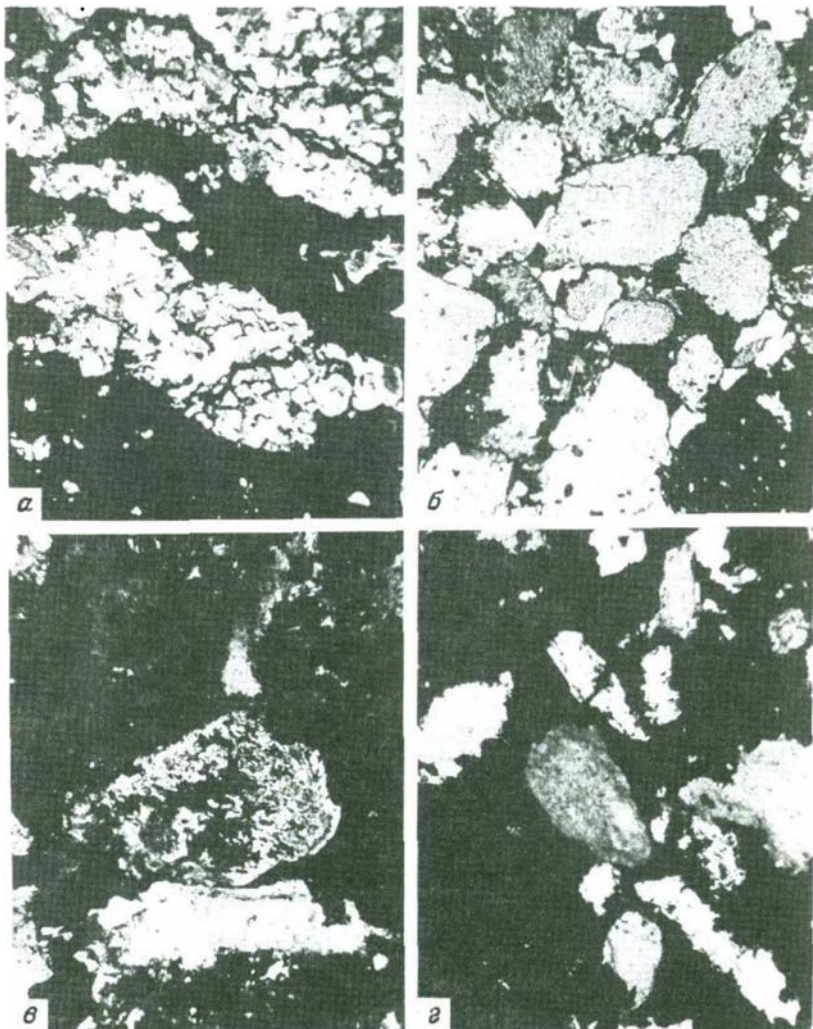
ся в северо-восточной части Джекказганской синклинали. Это красноцветные породы, для которых характерны сохранение обломочных структур песчаников и наличие свободной фазы монтмориллонита как среди основной массы аргиллитов, так и в цементе песчаных пород. Постоянна изометричная правильная упаковка обломочного скелета. Поровое пространство сохранены и не деформированы. Регенерационные каемки наследуют все особенности обломочных ядер. Для пород характерно отсутствие хлорита.

На юго-западе Джекказганской впадины на ограниченном участке наблюдается, согласно В.Д. Тутову, чрезвычайно высокая степень переработки пород. Песчаники характеризуются сложными мозаичными структурами. Наблюдаются признаки бластической перекристаллизации терригенных обломков и уничтожение регенерационных каемок. В зернах кварца широкое развитие получают дефектные микрзоны (полоски Гема). Главной особенностью их проявления в породах Джекказгана является переход всей системы микротрещин с обломочных ядер кварца на их регенерационные оболочки. Следовательно, воздействию стресса подверглись песчаники, предварительно уже измененные до стадии эпигенеза. Из состава песчаников исчезают монтмориллонит и окислы железа, появляется минерал устойчивой ассоциации — гидрослюда и хлорит. Песчаники приобретают зелено-серую окраску. Вся зона, в которой наблюдаются измененные зеленоцветные породы, особенно насыщена сбросами, сдвигами и сколами и другими нарушениями сплошности слоев. Представления о том, что серая окраска джекказганских песчаников является вторичной, возникшей в результате осветления первичных красноцветов, подтверждаются специальными исследованиями В.Л. Феоктистова и Л.Е. Крамаренко [17].

Приуроченность Джекказганского месторождения именно к этому участку дислоцированных и измененных пород дает основание говорить о генетической общности всех наблюдаемых здесь явлений. Очевидно, юго-западный участок Джекказганской синклинали в послепермское время являлся ареной проявления сильнейших стрессовых напряжений, сопровождавшихся осветлением красноцветных пород и появлением рудных залежей.

Нами изучено более 600 прозрачных шлифов, характеризующих различные типы руд и безрудных пород месторождения. Обнаружено, что все разновидности пород джекказганской толщи в пределах месторождения несут следы активного воздействия наложенной рудной минерализации. Оруденение сопровождалось изменениями алевролитов, подстилающих и перекрывающих рудные залежи, в результате чего красная глинисто-железистая порода превращена в контакте с рудой в светло-зеленый тонкозернистый слюдисто-хлоритовый агрегат с включениями магнетита и сульфидов. Зоны контактово-измененных алевролитов мощностью от нескольких сантиметров до 0,5 м и более постоянно наблюдаются на границе с оруденелыми песчаниками. Корродировались и растворялись, замещаясь рудными минералами, гальки раймундовских конгломератов. Песчаники подверглись

сильнейшим преобразованием (рис. 2): оруденение сопровождалось отторжением, дроблением, деформацией кластических зерен и их агрегатов, разрушением регенерационных оболочек. Под действием сульфидной минерализации происходило растворение обломков, замещение их рудными минералами и тонкочешуйчатыми кварц- и хлорито-слюдистыми агрегатами. Характер изменений пород свидетельствует о воздействии на них высоко-



Р и с. 2. Изменения песчаников под воздействием сульфидной минерализации - дробление и отторжение песчинок, отрыв и растворение регенерационных каемок, замещение кластического материала сульфидами; (черное - сульфиды)

а-г - прозр. шлифы; без анализатора увел.: а - 70, б, в - 200, г - 400

концентрированных агрессивных рудоносных флюидов, двигавшихся под большим давлением. Условия рудоотложения были резко восстановительными.

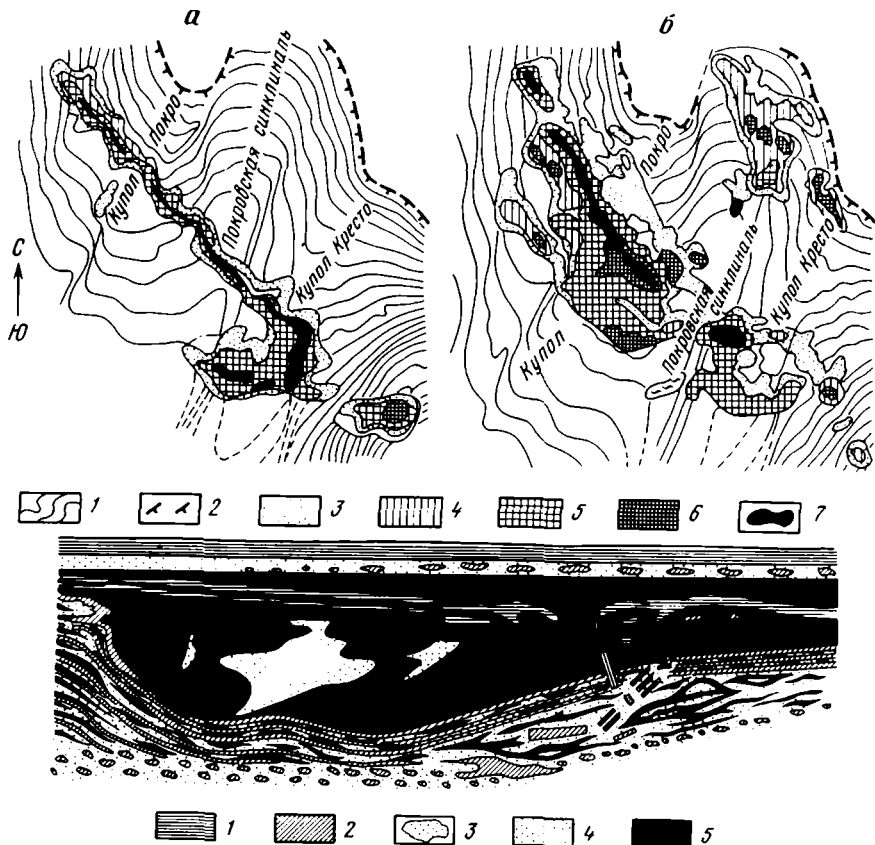
На других месторождениях медистых песчаников в зависимости от особенностей вмещающих пород появляются местами некоторые своеобразные изменения. Так, на месторождениях Джиландинской группы, где оруденение приурочено к самому нижнему (таскудукскому) горизонту песчаников, обогащенному растительными остатками и обломками углестых алевролитов, под воздействием рудной минерализации происходят углефикация углеродистого вещества и образование "термобитумов", наблюдаемых в рудах в виде секущих жил антроксолита.

4. Характерной чертой Джекказганского месторождения является лентообразная морфология рудных залежей. Таково большинство джекказганских залежей (все залежи нижней и средней подсвет), вытянутых с юго-востока на северо-запад, вкряк простирания локальных складчатых структур рудного поля (рис. 3). Как установлено рудничной геологической службой, "наиболее богатые руды локализуются в каждой залежи в виде узких (шириной от 10-30 до 70-120 м) лент, непрерывно прослеживающихся по простиранию залежей на расстоянии до нескольких сотен метров, а в наиболее крупных залежах - до нескольких километров" [5, с. 59]. Однотипный характер распределения рудных минералов во всех ленточных залежах (распространенность ранних по времени отложения минералов на всю длину залежей при концентрации наиболее поздних минералов на юго-восточных окраинах) свидетельствует о расположении рудопродводящих очагов у юго-восточных оконечностей залежей, т.е. у зоны Теректинского разлома.

При документации ленточных залежей в горных выработках обнаруживаются проседание почвы залежей ("размывы"), дробление крупных алевролитов, ассимиляция песчаников (рис. 4), что по мнению автора, подтверждает представления об инъекционном образовании богатых ленточных залежей (о вторжении в песчаники высококонцентрированных потоков рудоносных флюидов, двигавшихся под большим давлением).

5. Структурно-текстурные особенности руд Джекказганского месторождения свидетельствуют об эпигенетичности и этапности рудной минерализации. Наряду с массивными, вкрапленными, прожилково-вкрапленными и унаследованно-слоистыми текстурами, в рудах месторождения широко распространены струйчатые текстуры, наблюдаемые в виде системы секущих сложноветвящихся очень богатых рудных струй, отличающихся по составу от пересекаемой ими руды (рис. 5, а, б). Наиболее широко распространены пересечения халькозинных и галенитовых руд струями более позднего борнита. Ассимиляция борнитом халькозина и галенита сопровождается появлением гибридных минералов - розового (медистого) борнита и бетехтинита.

Рудное вещество активно преобразует вмещающие породы. В полированных шлифах наблюдаются разнообразные брекчиевые и коррозионные микро-



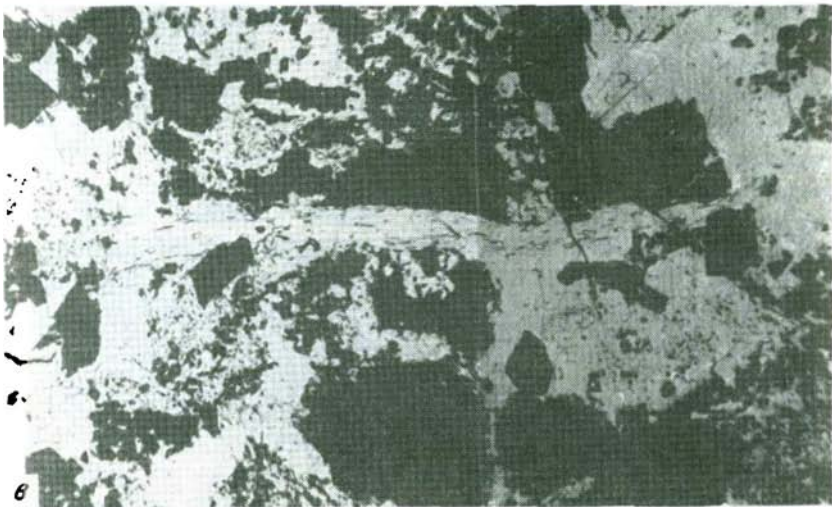
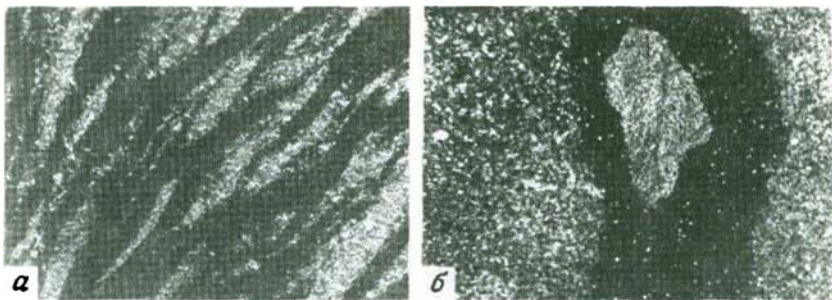
Р и с. 3. Схематические планы рудных залежей Дзезказгана, составленные Л.В. Копяткевич

а - залежь 4-1, б - 5-1; 1 - изогипсы почвы рудонесущего пласта; 2 - линия выхода пласта на дневную поверхность; 3-7 - зоны различной концентрации меди: 3 - низкой, 4 - средней, 5, 6 - повышенной, 7 - высокой

Р и с. 4. Разрушение пластов алевролитов, ассимиляция песчаников, проседание почвы рудной залежи; по [6]

1 - красные алевролиты; 2 - зеленовато-серые алевролиты; 3 - гнезда крупнозернистого сильно выщелоченного песчаника в рудной массе; 4 - серый среднезернистый песчаник с борнитовой минерализацией; 5 - массивная борнитовая руда в песчанике

текстуры. Степень преобразования песчаников прямо пропорциональна степени оруденения: слабооруденелые песчаники сохраняют первичные микротекстурные особенности, свойственные безрудной породе, песчаники с богатым оруденением полностью меняют свой облик - основную часть объема породы заполняет рудная масса, от первичных зерен песчаника сохраняются лишь реликты. Наблюдаются картины пластического течения рудных масс между разьединенными корродированными обломками песчаника (рис. 5, в, г).



Р и с. 5. Струи борнита, пересекающие песчаник с галенитовым орудением

а-г - полиров. шлифы: а, б - темное-струи борнита: а - натур., вел., б - увел. 2; в, г - борнитовый поток между корродированными зернами песчаника, направлении течения зафиксировано кристаллитами рутила: в - увел. 400, г - увел. 1500, иммерсия

В итоге изучения структурно-текстурных особенностей руд обнаружено, что оруденение джезказганских песчаников эпигенетично по отношению к вмещающим породам и осуществлялось последовательно в несколько этапов. Главные этапы: первый – галенит-халькозиновый, второй – преимущественно борнитовый с халькопиритом и сфалеритом. Современное строение месторождения – результат наложения мощного борнитового оруденения с халькопиритом и сфалеритом на более ранние галенитовые и халькозиновые руды. Порядок отложения главных рудных минералов (от ранних к поздним): галенит-халькозин-борнит-халькопирит-сфалерит. Элементы-примеси занимают определенное место в рудном процессе: серебро приурочено к заключительной части первого этапа; кобальт, никель, германий, мышьяк, кадмий – ко второму.

Руды Даман-Айбата по минеральному составу идентичны джезказганским рудам первого этапа оруденения, т.е. имеют преимущественно галенит-халькозиновый состав. Главный сопутствующий элемент, как и на джезказганском – серебро. Напротив, в рудах Джиландинской группы месторождений ярко проявлен второй (халькопирит-борнитовый) этап рудной минерализации. В качестве типоморфных примесей присутствуют кобальт и никель, образующие многочисленные включения никельсодержащих кобальтина и скуттерудита. Следует сказать, что руды месторождения Айнак (в Афганистане) по составу также соответствуют рудам второго джезказганского этапа оруденения: главными рудообразующими минералами являются борнит и халькопирит, типоморфными примесями – кобальт и никель, образующие разнообразные включения никельсодержащих сульфидов кобальта.

6. Формирование оруденелых песчаников Джезказгана сопровождалось образованием рудных жил, сложенных сплошными сульфидными массами крупнокристаллической либо метакolloидной структуры, заполнявшими трещины в песчанике. Заключенные в рудной массе "плавающие" остроугольные обломки вмещающих пород и текстурные особенности сульфидов, заполняющих трещины, свидетельствуют о высокой концентрации рудного вещества в период образования жил. Последовательность отложения рудных минералов в сплошных сульфидных жилах (от ранних к поздним: галенит-халькозин-борнит-халькопирит) полностью соответствует этапам рудной минерализации, выявленным при изучении оруденелых песчаников.

Наряду с массивными сульфидными жилами, в залежах широко распространены минерализованные трещины, стенки которых покрыты детками прозрачных кристаллов кварца, скаленоэдрами кальцита и единичными хорошо оформленными кристаллами рудных минералов. Образование этой категории жил происходило, очевидно, в заключительный период становления месторождения, когда по трещинам и пустотам циркулировали разбавленные остаточные растворы, являвшиеся питательной средой для роста кристаллов.

7. Заключительный момент формирования джезказганских руд – замещение сульфидов метакристаллами позднего кварца. Степень окварцевания руд находится в прямой зависимости от степени оруденения. Поздний кварц развивается не только в массе оруденелых песчаников, но и по-

кривает стенки трещин и всякого рода полости и пустоты, образуя щетки мелких прозрачных кристаллов. Известно, что появление метакристаллов кварца в завершающий период рудообразования — явление, широко распространенное в эндогенных месторождениях.

8. Для месторождений медистых песчаников характерна минералогическая зональность, масштабы проявления которой отличаются широким диапазоном: от отдельных минеральных включений до залежей, рудных полей и даже целых групп месторождений. Наиболее отчетливо и в наиболее полной мере особенности минералогической зональности наблюдаются в Джезказгане.

Зональность Джезказганского рудного поля проявляется в том, что минеральный состав залежей изменяется в зависимости от их положения в разрезе месторождения: верхние залежи (залежи девятого горизонта) являются мономинеральными халькозиновыми; ниже, в шестом, седьмом и отчасти восьмом горизонтах, сконцентрированы мономинеральные борнитовые и халькопирит-борнитовые руды; еще ниже, в ленточных залежах третьего, четвертого и пятого горизонтов, наблюдаются все рудообразующие минералы, известные на месторождении, образующие субпараллельные ленты, вытянутые вдоль простирания залежей; в залежах самых нижних (второго и первого) рудоносных горизонтов сконцентрированы халькозиновые и галенитовые руды.

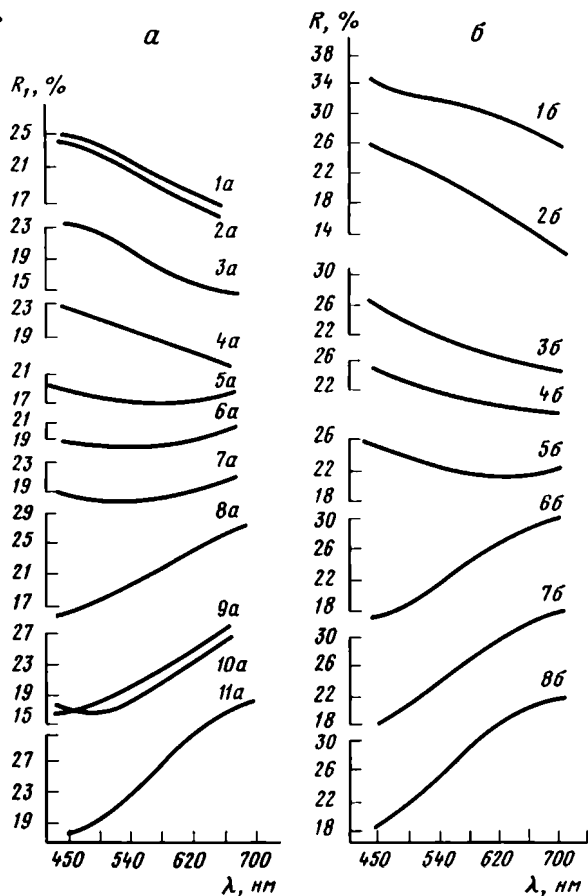
Согласно представлениям автора, в основе минералогической зональности и рудных полей, и залежей, и отдельных минеральных включений лежит единая причина: склонность к расслоению высококонцентрированных рудоносных флюидов, близких по свойствам к сульфидным расплавам. Вероятно, именно последовательное вторжение в осадочную толщу рудных масс, различавшихся составом, привело к тому, что отдельные залежи месторождения резко отличаются друг от друга слагающими их сульфидами.

9. Минеральный состав руд Джезказганского месторождения не так прост, как это принято считать. Перечень рудообразующих минералов [9, 10] приведен нами в выводе.

Главные.....	Минералы группы халькозина: ковеллин, циннит, джарзингит, халькозин; минералы группы борнита: тетрагональный борнит, железистый (бронзовый) борнит (х-борнит, "аномальный" борнит), медистый (розовый) борнит; минералы группы халькопирита: тетрагональный халькопирит, кубический халькопирит (пуроранит)
Второстепенные.....	Галенит, сфалерит, Zn — теантанит
Редкие	Бетехтинит, штроемейерит, галеноборнит (?), самородное серебро, джезказганит, Ni — кобальтин, пирит, мышьяковистый пирит, марказит, арсенопирит, альбодонит, домейкит.

В месторождениях Джиландинской группы, кроме названных минералов, присутствуют никельсодержащий скуттерудит и сложный сульфид висмута и меди виттихенит. Интересно, что никельсодержащие сульфиды кобальта и виттихенит широко представлены и в рудах Айнакского месторождения, причем морфология включений виттихенита (мальчайшие колечки) совершенно аналогична той, что наблюдается в джиландинских месторождениях.

Характерная черта месторождений медистых песчаников – переменность состава и свойств главных рудообразующих минералов, соответствующих закаленным твердым растворам халькопирит-борнит-дигенитового ряда (рис. 6, 7).

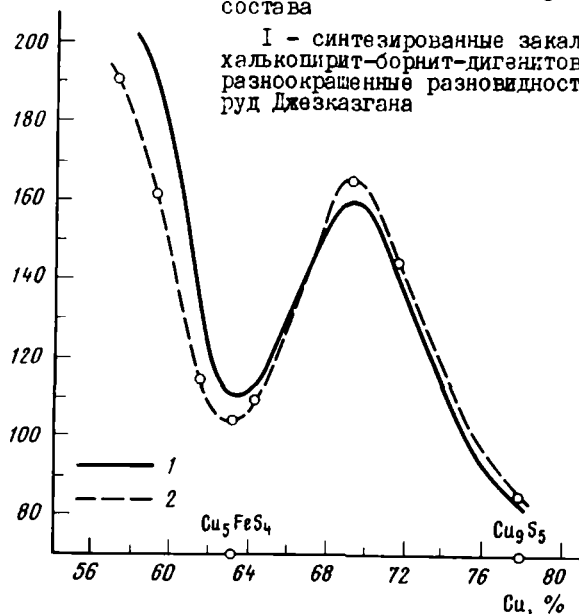


Р и с. 6. Спектры отражения

а – синтезированные закаленные твердые растворы [12, 13]; содержание дигенита в дигенит-борнитовых растворах (в %): 1, 2 – 100 (дигенит), 3 – 80, 4 – 70, 5 – 50, 6 – 40, 7 – 30, 8 – 10, 9, 10 – 0 (борнит); 11 – борнита – 80%, халькопирита 20%; б – минералы из руд Джезказгана: 1 – халькозин, 2 – дигенит, 3–5 – серовато-голубые халькозины, 6 – розовый борнит, 7 – борнит крупнокристаллический, 8 – желто-оранжевый борнит.

Hv, кг/мм²

Р и с. 7. Зависимость твердости сульфидов меди от их состава



Оранжевый борнит — переохлажденный твердый раствор халькопирита с борнитом. Для него характерны дефицит меди (58,66–61,70 % против 63,33 % стехиометрического), высокие значения отражения и твердости (180–210 кг/мм²), кубическая элементарная ячейка с малым параметром α — 10,916 Å.

Розовый борнит коренным образом отличается от оранжевого. Постоянная ассоциация с дигенитом и джарлеитом, избыток меди в составе (66,7 %), пониженное отражение, низкая твердость (110 кг/мм²), увеличение параметра элементарной ячейки (α — 10,957 Å), свидетельствуют о том, что розовый борнит оруденелых песчаников — представитель твердых растворов борнит-дигенитового ряда.

Серовато-голубой халькозин — постоянный спутник розового борнита и дигенита. Особенности его состава (68,6–72,3 % меди, 5,2–6,5 % железа, 21,6–23,7 % серы), характер дисперсии отражения, высокая твердость (160–170 кг/мм²) соответствуют твердым растворам борнит-дигенитового ряда, содержащим 40–60 % борнита и 60–40 % дигенита.

Напомним, что широкие вариации состава и свойств главных рудообразующих минералов — характерная черта руд, образованных из сульфидных расплавов. Согласно В.В. Дистлеру и др. [3], рудные парагенезисы норильских месторождений "представляют собой не столько ассоциации различных рудообразующих сульфидов, сколько ассоциации одних и тех же минеральных видов, отличающихся химическим составом. Подобная особенность обусловлена тем, что наблюдаемые рудные ассоциации представляют

собой продукты низкотемпературных превращений, кристаллизующихся из расплавов твердых растворов" [3, с. 239].

Закаленные твердые растворы – метастабильные неустойчивые образования. В рудах постоянно протекают процессы их распада – перехода в устойчивые состояния, энергетически выгодные при низких температурах. При этом возникает закономерные минеральные сростания – структуры распада твердых растворов, нередко наблюдаемые в железказганских рудах.

Присутствие в рудах Жезказгана закаленных минеральных твердых растворов определенным образом указывает на температурный режим рудоотложения: температура рудообразования была не ниже температуры гомогенизации минеральной системы халькопирит–борнит–дигенит, т.е. не ниже 250–300 °С. С этим согласуется и присутствие кубической модификации борнита, образование которой возможно лишь при температуре выше 228 °С [21].

Таким образом, формирование оруденелых песчаников связано с резким охлаждением рудных масс, что привело к закалке минеральных твердых растворов. Сохранность в рудах однородных закаленных твердых растворов, отличающихся неустойчивостью состояния равновесия, свидетельствует о том, что руды изученных месторождений не подвергались позднему метаморфизму. В противном случае нераспавшиеся твердые растворы в рудах не сохранились бы.

10. Детальными исследованиями железказганских руд обнаружено присутствие кубического халькопирита [II], описанного ранее лишь в рудах норильских месторождений. По составу и свойствам железказганский кубический халькопирит идентичен пурораниту [18] – природному аналогу синтетической высокотемпературной фазы, имеющей примитивную кубическую ячейку (Pc-фазы). Присутствие в рудах Жезказгана кубического халькопирита свидетельствует о высокотемпературной природе руд – согласно экспериментальным данным, разупорядоченный халькопиритовый твердый раствор образуется при температурах, не ниже 550–600 °С.

11. Изучение флюидных включений методом вакуумной декрепитации, осуществленное Ю.С. Парилковым на 120 образцах железказганских руд, обнаружило, что рудоотложение происходило при высоких температурах (400–650 °С). Сопоставляя результаты декрепитации с представлениями о порядке отложения рудных минералов, получаем следующую картину (рис. 8). Сплошные халькозиновые массы, заполнившие трещины, сформированы при температурах 600–650 °С. Оруденение песчаников сопровождалось потерей сульфидными летучих компонентов и понижением температуры до 510–520 °С. Последовавший затем второй этап оруденения – формирование борнитовых руд с халькопиритом, блеклой рудой и сфалеритом началось при высоких температурах (600–650 °С для борнита). В дальнейшем происходило постепенное падение температур (550–500 °С для халькопирита, 460 °С для массивных жил блеклой руды, 300 °С для сфалерита). Заключительный период формирования месторождения (образование кварц–кальцитовых жил с сульфидными) происходил при прогрессивном падении температур до 400–

300 °C и более низких (до 50 °C), когда конденсация паров приводила к образованию низкотемпературных водных растворов, циркулировавших по трещинам и полостям в консолидированных рудных залежах.

В процессе изучения руд методом вакуумной декрепитации, кроме температурного режима, выявлено увеличение количества летучих компонентов от начальных к конечным моментам рудоотложения. Максимум летучих компонентов сосредоточен в халькопиритовых рудах. Судя по величине пиков газовыделения на кривых декрепитации (см. рис. 8), по количеству газов халькопиритовые руды во много раз превосходят все другие типы руд. Столь высокое содержание летучих компонентов в заключительной части рудной колонны явилось, вероятно, главной движущей силой, обеспечившей внедрение рудоносных флюидов в толщу осадочных пород.

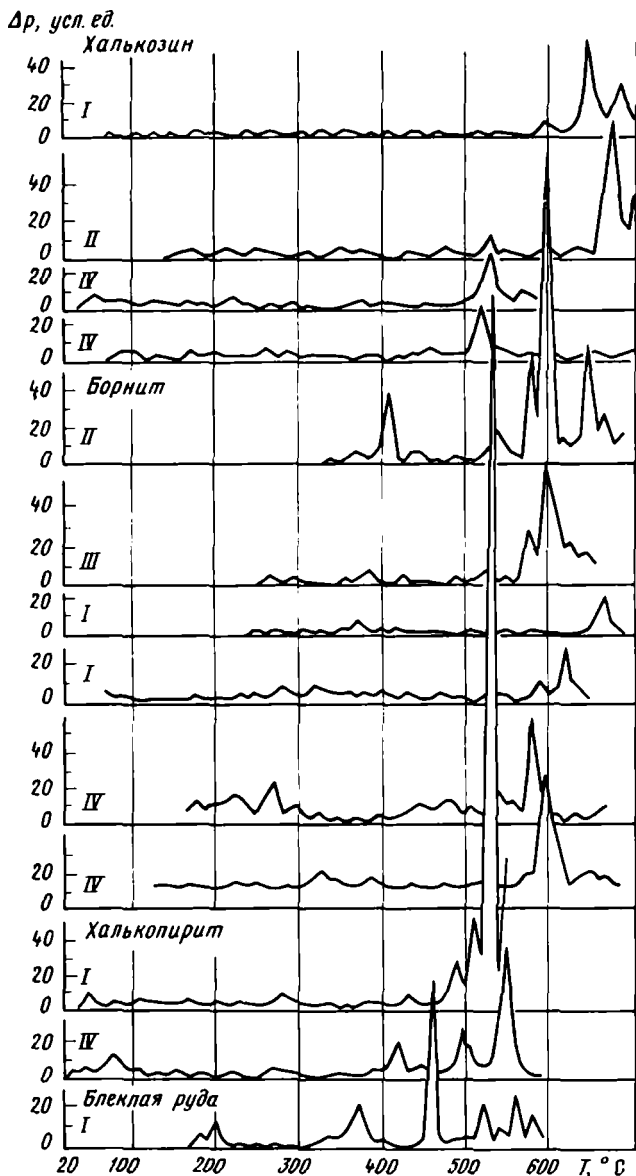
Следует сказать, что изучение температурных условий формирования джезказганских руд осуществлено также И.А. Хайретдиновым и др. [19]. Ими установлена температура образования сфалерита, равная 250–300 °C. Кроме того, две пробы джезказганских руд были исследованы по нашей просьбе А.Д. Хатеевым (лаборатория ИГЕМ АН СССР). Анализу подвергались крупнокристаллические образования борнита и халькозина из рудных жил. Обе пробы обнаружили одинаковые температуры – 360 °C, что находится в соответствии с представлениями о высокотемпературной природе джезказганских руд.

Состав флюидных включений определен Ю.С. Парильовым и В.А. Михалевой для 26 джезказганских мономинеральных проб. Все включения состоят из двух групп компонентов: летучих и солевых. Обращает внимание чрезвычайно высокое содержание летучих компонентов, составляющих в большинстве проб 60–80 % от общего количества вещества включений.

В составе летучих преобладают три компонента: H_2O , H_2S и CO_2 . В резко подчиненном количестве присутствуют CO , NH_3 , H_2, N_2 , Ar , а также метан CH_4 и другие углеводороды. Солевые компоненты представлены большой группой катионов (K^+ , Na^+ , NH_4^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{2+}) и анионов (CO_3^{2-} , HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- , F^-), среди которых главными являются Na^+ , CO_3^{2-} и SO_4^{2-} .

Количественные соотношения компонентов во включениях подвержены значительным колебаниям, отражающим, с одной стороны, изменения состава рудоносных флюидов от этапа к этапу минерализации, с другой – преобразование рудоносных флюидов при охлаждении рудных масс. Первый (галенит–халькозиновый) этап оруденения характеризовался повышенным содержанием H_2O (25–27 до 40 %). В составе газов преобладал CO_2 (до 23 %), в небольшом количестве присутствовал H_2S (3–6 %). Среди солевых компонентов преобладали натрий (5–15 %), SO_4^{2-} (25–35 %), CO_3^{2-} (3–6 %), Cl^- (3–5 %). Второй (халькопирит–борнитовый) этап отличался "сухостью" (2–5 % H_2O), резким возрастанием количества H_2S в газовой фазе (35–40 %), появлением значительных содержаний NH_3 (до 15 %). Концентрация CO_2 оставалась на уровне первого этапа (15–20 %). В соста-

ве солевых компонентов, по-прежнему, преобладал натрий (5-15 %) при постоянном присутствии калия (3-5 %) и группы анионов: SO_4^{2-} (15-20 до 35 %), CO_3^{2-} (6-12 %), Cl^- (3-7 %).



Р и с. 8. Кривые газовыделения главных рудообразующих минералов железкази́на

I - массивные крупнокристаллические жилы; II - кристаллы на стенках трещин; III - скрытокристаллические образования в трещинах; IV - оруденелые песчаники

Охлаждение рудных масс сопровождалось увеличением количества H_2O в составе флюидов с одновременным уменьшением газов. Корреляционные связи между компонентами флюидов показали, что исходными в них были H_2S , CO_2 , $(Na + K + NH_4)$, $(Cl + F)$. Сульфат-ион SO_4^{2-} образовался за счет окисления H_2S и других сернистых соединений в зоне рудоотложения. Образуемая при этих реакциях серная кислота (H_2SO_4) активно взаимодействовала с окружающими породами, поставляя во флюид основные количества Ca , Mg и Fe .

Таким образом, согласно результатам изучения флюидных включений, Джекказганское месторождение сформировано высокотемпературными рудоносными флюидами, насыщенными летучими компонентами, количество которых, судя по высотам пиков на кривых газовой выделенности, резко возрастало в тыловой (халькопаритовой) части рудной колонны.

12. Возраст месторождения по изотопному составу рудного свинца определен Н.Г. Сыромятниковым [14] на масс-спектрометре ММ-1309. Исследованиям подвергались мономинеральные галенитовые пробы (II проб), характеризующие главные рудоносные горизонты месторождения, содержащие свинцовые руды. Обнаружена исключительная однородность изотопного состава свинца для руд из разных горизонтов и залежей независимо от типа руд (вкрапленные или хальные), что позволяет говорить о едином источнике рудного свинца для всех рудных горизонтов и залежей и оперировать при интерпретации средними значениями изотопных отношений свинца: $^{208}Pb/^{206}Pb = 2,105$; $^{206}Pb/^{207}Pb = 1,165$; $^{206}Pb/^{204}Pb = 18,10$; $^{207}Pb/^{204}Pb = 15,53$; $^{208}Pb/^{204}Pb = 38,11$. Высокая степень однородности изотопного состава свинца является одним из признаков обычного (не аномального) рудного свинца, прошедшего одну стадию развития в источнике. Расчеты полученных данных по различным изотопно-свинцовым моделям, выполненные Н.Г. Сыромятниковым и О.Г. Кошевым, дали возможные значения возраста джекказганских руд в пределах 200-275 млн. лет. Вероятнее всего, возраст Джекказганского месторождения составляет 200-250 млн лет (верхняя пермь - триас), что подтверждается рений-осмиевым методом, согласно которому абсолютный возраст джекказганских руд равен 210 ± 30 млн лет [4].

Изложенные результаты изучения вмещающих пород, руд и рудных минералов Джекказганского месторождения - крупнейшего из однотипных месторождений медистых песчаников, свидетельствуют о наложенном характере рудной минерализации. Оруденению подверглись уже литифицированные породы, достигшие в процессе постседиментационных изменений стадии эпигенеза. Оруденение сопровождалось изменениями всех разновидностей вмещающих пород. Рудные минералы несут информацию, указывающую на высокие температуры привнесенных рудоносных флюидов, быстрое охлаждение рудных масс, отсутствие позднейшего метаморфизма руд. Согласно представлениям автора [10], стратиформные залежи Джекказгана - "рудные силы", возникшие в результате инъекций высококонцентрированных ру-

ловосных флюидов тела сульфидных расплавов в толщу слабодислоцированных осадочных пород.

Приуроченность целого ряда крупнейших месторождений меди к единому меридиональному линейному трансконтинентальной протяженности, контроль отдельных рудных полей узлами пересечения региональных разломов свидетельствует о том, что именно разломы являлись путями движения глубинных рудоносных флюидов к поверхностным слоям земной коры. Стратифицированный характер рудных залежей Дзезказгана и других близких ему месторождений медистых песчаников — лишь результат разгрузки глубинных рудоносных флюидов в грубозернистых террагенных породах слоистой осадочной толще.

Л и т е р а т у р а

1. Таблица И.Ф. Условия меденакпления в красноцветных континентальных формациях. М.: Наука, 1983. 103 с.
2. Голубовская Т.Н., Литвинович Н.В., Голубовский В.А. Фации, фациальные типы и условия накопления верхнепалеозойских отложений Дзезказганской впадины // Вопросы геологии Центрального Казахстана. М.: Наука, 1971. С. 428-445.
3. Дистлер В.В., Смирнов А.В., Гроховская Т.Л. и др. Стратификация, скрытая расслоенность дифференцированных трап-овых интрузий и условия образования сульфидного оруденения // Условия образования магматических рудных месторождений. М.: Наука, 1979. С. 211-269.
4. Калинин С.К., Файн Э.Е., Егизбаева К.Е. Стабильный изотоп — осмий-187. Алма-Ата: Наука, 1975. 74 с.
5. Младенцев Г.Д. Закономерности распределения свинца и цинка на Дзезказганском месторождении // Геология руд. месторождений. 1976. № 1. С. 57-63.
6. Наркелюв Л.Ф. Геология и оруденение Дзезказганского месторождения (по материалам рудного района Покро). М.: Недра, 1962. 125 с.
7. Поспелов Г.Л. Геологические предпосылки к физике рудоконтролирующих флюидопроводников // Геология и геофизика. 1963. № 3. С. 18-37.
8. Сатпаев К.И. Дзезказганский меднорудный район // Избр. тр.: В 5 т. Алма-Ата: Наука, 1967. Т. I. 279 с.
9. Сатпаева Т.А. Минералогические особенности месторождений типа медистых песчаников. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР. 1958. 226 с.
10. Сатпаева М.К. Руды Дзезказгана и условия их формирования. Алма-Ата: Наука, 1985. 206 с.
11. Сатпаева М.К., Дара А.Д., Попов Ю.В. Кубический халькопирит в рудах Дзезказгана // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1966. № 3. С. 59-65.
12. Славская А.И., Качаловская В.М., Шарыбкина М.А. и др. Зависимость отражательной способности и микротвердости от состава твердых растворов цинкит-борнитового ряда // Геология руд. месторождений. 1969. № 5. С. 121-127.
13. Славская А.И., Качаловская В.М., Шарыбкина М.А. и др. Изменение некоторых физических свойств борнита при растворении в нем халькопирита // Там же. 1971. № 4. С. 113-115.

14. Сыромятников Н.Г., Сейфуллин С.Ш., Сатпаева М.К. и др. О возрасте Джекказганского месторождения по изотопному составу рудного свинца // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1977. № 4. С. 39-42.
15. Тажибаева П.Т. Литологические исследования джекказганских свит в связи с проблемой генезиса руд Джекказгана. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР. 1964. 276 с.
16. Фаворская М.А., Баскина В.А., Шилин Н.Л. и др. Рудоконцентрирующие структуры Азии и их металлогения. М.: Недра, 1963. 192 с.
17. Феоктистов В.П., Крамаренко Л.Е. О природе серой окраски пород Джекказганского месторождения // Литология и полезные ископаемые. 1971. № 3. С. 119-125.
18. Филимонова А.А., Евстигнеева Т.Л., Лапутина И.П. Пуроранит и никелистый пуроранит - новые минералы из группы халькопирита // Зап. ВМО. 1960. Т. 109. Вып. 3. С. 335-341.
19. Хайретдинов И.А., Мухитдинов Г.Н., Андриянова Н.А. Новые данные об условиях образования месторождения Джекказган // Докл. АН СССР. 1979. Т. 247, № 4. С. 920-923.
20. Шутлов В.Д. Граувакки меденосных формаций Джекказгана // Граувакки. М.: Наука, 1972. С. 187-231.
21. Morimoto N., Kullerud G. Polymorphism in bornite // Amer. Miner. 1961. Vol.46, № 11/12. P. 1270-1282.

УДК 553. 434

А.М. Дурье

ПРОБЛЕМА ГЕНЕЗИСА МЕДИСТЫХ ПЕСЧАНИКОВ И СЛАНЦЕВ

Проблема, поднятая в настоящем сборнике, ведет свое начало от нептунистов и плутонистов. За прошедшие 400 лет создана геологическая наука, но суть спора между этими двумя направлениями по сей день осталась той же. В сложившихся условиях самым большим достоянием учения о полезных ископаемых является огромная информация по геологии месторождений всего мира. Совершенно очевидно, что вопросы генезиса не могут решаться без учета этой информации. Медистые песчаники и сланцы изучались во всем мире, и результаты исследований позволили выявить закономерности, которые свидетельствуют о единстве создавших их природных процессов. К сожалению, изложенный подход к проблеме генезиса призван не всеми. Другая точка зрения заключается в стремлении решать этот вопрос для каждого месторождения в отдельности. При этом, естественно, выбранный объекту рассматривается как редкое явление природы [5], а результаты исследований оказываются совершенно неожиданными.

Иллюстрацией к сказанному могут служить представления М.К. Сатпаевой [5] о главных рудообразующих минералах Джекказгана как о закаленных твердых растворах халькопирит-борнит-дигенитового ряда, образованных в результате инъекции сульфидных расплавов в джекказганскую толщу. Пластовые залежи Джекказганского месторождения в этом случае трактуются как рудные сидлы. Таким образом, наметились два принципиально различных методических подхода к проблеме генезиса медистых песчаников и сланцев.

В настоящем сборнике помещена статья М.К. Сатпаевой, в которой автор излагает свои представления о генезисе Джезказганского месторождения. Представляется интересным рассмотреть тот же объект, исходя из представлений о принадлежности его к широко распространенной на Земле рудной формации.

Но прежде всего следует подчеркнуть, что расхождения во взглядах на генезис не касаются фактического материала. М.К. Сатпаева является тонким исследователем руд Джезказгана, ей принадлежит ряд открытий, которые в значительной степени обогатили наши знания в области минералогия этого крупного промышленного объекта. М.К. Сатпаевой установлены следующие особенности руд Джезказганского месторождения: 1) вкрапленность халькозина в медистых песчаниках представлена джарлеитом; 2) разноокрашенные борниты обладают переменным составом, в пределах которого развита самостоятельная фаза — х-борнит; 3) бетехтинит является реакционным минералом, образующимся под воздействием на галенит растворов, богатых медью; 4) кроме обычной модификации халькопирита встречается кубическая. Все это — несомненно интересные открытия. Вместе с тем, как уже подчеркивалось, с генетической интерпретацией результатов исследований согласиться трудно.

Разноокрашенные борниты, обладающие переменным составом, не являются прерогативой руд Джезказгана. Они характерны для всех месторождений типа медистых песчаников и сланцев. Такие борниты, в частности, развиты в Западном Приуралье, где вмещающие их породы не подверглись влиянию повышенной температуры. Типоморфной особенностью медистых песчаников и сланцев является также наличие аномального борнита. Последний при изготовлении шлифов и аншлифов обычным способом, т.е. путем проваривания в бальзаме, выделяет халькопирит. Известно [11], что этот борнит отличается нестехиометрическим составом — избытком железа и серы и особой кристаллической структурой, которая под действием температуры неустойчива: он распадается на обычный тетрагональный борнит и халькопирит. Этот аномальный борнит назван американскими исследователями х-борнитом. По данным Р. Бретта [9], аномальный борнит из месторождений в красноцветных отложениях штатов Колорадо и Юта распадается при 75 °С. По данным Р. Кнда и Г. Куллеруда, искусственные х-борниты распадаются в интервале температур 80–140 °С [13]. Совершенно очевидно, что температура образования х-борнита не могла превышать температуру его распада. Р. Бретт [9] сравнил борниты медистых песчаников и сланцев с борнитами высокотемпературных месторождений. Им изучены борниты из 13 высокотемпературных месторождений. Все они оказались стехиометрическими, под действием температуры эти борниты не выделяют халькопирит.

Изменение в составе борнитов медистых песчаников и сланцев, помимо присутствия нестехиометрических соединений, вызвано наличием в борните дисперсных частиц других сульфидов. В розовом борните присутствуют

дисперсные частицы минералов группы халькозина, в оранжевом – халькопирита. При температуре 170°C дисперсные частицы халькопирита укрупняются и становятся видимыми в обычный микроскоп. В результате собирательной кристаллизации дисперсной фазы халькопирита возникают структуры, которые М.К. Сатпаева рассматривает как следствие распада высокотемпературного твердого раствора. Точно также ею трактуются структуры распада х-борнита. Эти структуры действительно сходны со структурами распада высокотемпературного твердого раствора халькопирита в борните, но исходное вещество – кристаллозоль борнита (борнит с дисперсной фазой халькопирита) и х-борнит отличаются от твердого раствора достаточно четко. Поэтому замена одного явления другим не обоснована. В дополнение к изложенному – М.К. Сатпаева температуру гомогенизации сростаний, образованных в результате распада х-борнита и собирательной кристаллизации, рассматривает как нижний температурный предел образования месторождения, что, на наш взгляд, только усугубляет ошибочность трактовки структур руд.

В основе представлений М.К. Сатпаевой о том, что борниты Джексона являются закаленными твердыми растворами, лежит их сравнение с твердыми растворами джарлеита или дигенита в борните и халькопирита в борните, полученными искусственно путем закалки. При этом упускается из вида, что в недрах Земли, где остывают огромные массы пород и руд, не могут образоваться закаленные твердые растворы. Р. Бретт [10] экспериментально показал, что в твердых растворах рассматриваемого типа при их охлаждении полный распад достигается за 7,5 мин. Давление в 2000 кобар не снижает скорость распада. К этому нужно добавить, что искусственно полученные путем закалки гомогенные смеси дигенит-борнитового ряда при хранении в течение одного года стареют и самопроизвольно распадаются [6].

В рудах имеются и другие доказательства низкотемпературности процесса их формирования: например, наличие бетехтенита, мономинеральной вкрапленности джарлеита и сростаний пирита с борнитом, образование которых невозможно при высокой температуре. Бетехтенит при 170°C распадается на галенит и дигенит [1, 7]. Джарлеит, по данным Е.Х. Розебума [12], в результате полиморфных превращений при температуре $93+2^{\circ}\text{C}$ распадается на две фазы – кубический $\text{Cu}_{1,8}\text{S}$ и гексагональный Cu_2S . Процесс обратим и закалке не поддается, поэтому при наличии в рудах выделений джарлеита вне сростаний с дигенитом или халькозином можно полагать, что температура его образования не превышала температуру полиморфных превращений. Если бы растворы были высокотемпературными, то кубический $\text{Cu}_{1,8}\text{S}$ и гексагональный Cu_2S не могли бы осаждаться в виде смеси, пропорция которой точно соответствует формуле $\text{Cu}_{1,96}\text{S}$. Пирит и борнит взаимодействуют в твердом состоянии при температуре 228°C [13]. По этой причине ассоциация борнита с пиритом неизвестна на высокотемпературных месторождениях.

Все изложенное не позволяет присоединиться к представлению о наличии на Джеккагане закаленных твердых растворов. Это — обычные руды, характерные для всех месторождений данной рудной формации. Более обоснованно связывать образование медистых песчаников и сланцев не с высокими температурами, а с биохимическими реакциями. Биогенная сульфат-редукция — процесс принудительный и термодинамическое равновесие при нем не сохраняется. Поэтому вполне естественно, что возникают соединения как недосыщенные, так и пересыщенные серой. Изменение активности сульфидной серы и концентрации меди в рудообразующем растворе приводит к образованию последовательного зонального ряда сульфидов: халькозин (Cu_2S) — джарлент ($\text{Cu}_{1,96}\text{S}$) — дигенит ($\text{Cu}_{1,8}\text{S}$) — розовый борнит ($\text{Cu}_{5+x}\text{FeS}_{4-x}$) — борнит (Cu_5FeS_4) — оранжевый борнит ($\text{Cu}_{5-x}\text{FeS}_{4+x}$) — халькопирит (CuFeS_2). В минералах этого ряда соотношение между катионной и анионной частью меняется от 0,5 в халькозине до 1 в халькопирите. Изменение состава борнитов отражает этот процесс. На участках, богатых ионами сульфидной серы и обедненных медью, образуется оранжевый борнит, который пересыщен серой. Для него характерна ассоциация с халькопиритом. В левой части зонального ряда, где рудные растворы отличаются избытком меди и дефицитом ионов сульфидной серы, образуется розовый борнит, в котором серы не хватает. Розовый борнит часто встречается в сростаниях с минералами группы халькозина. Небезинтересно отметить, что увеличение активности сульфидной серы в процессе рудогенеза нашло отражение в составе газовой-жидких включений. М.К. Сатпаева [5] показала, что содержание сероводорода во включениях возрастает от халькозина к халькопириту.

Наблюдения в шлифах показывают, что борниты особенно чутко реагируют на изменение состава рудообразующих растворов. В тех случаях, когда борнит замещается неравновесным с ним сульфидом, замещению предшествует диффузионный обмен катионами между твердой и жидкой фазами. Так, например, при замещении розового борнита халькопиритом в приконтактной зоне развита кайма оранжевого борнита, благодаря которой восстанавливается равновесие между твердой и жидкой фазами. Это наглядно показывает, что борниты образованы путем осаждения из водного раствора, а не закалки сульфидного расплава.

При выделении этапов формирования руд нельзя искусственно разрывать единый зональный ряд сульфидов [5], образованный в результате последовательного изменения состава рудообразующих растворов. Правы Л.Ф. Наркелю и А.И. Трубочев, утверждая, что повсеместное развитие однотипной зональности в рудных телах свидетельствует об универсальности и всеобщности законов ее формирования. Поэтому введение этапности в зональность обычного типа требует более серьезного ее обоснования.

Таким образом, отвергая генетическую концепцию М.К. Сатпаевой, следует еще раз подчеркнуть, что благодаря ее работам наиболее ярко вы-

явлены особенности руд Джекказгана, которые оказались типоморфными для всех месторождений рассматриваемой рудной формации. В этом ее главная заслуга.

К сожалению, ошибочность представлений М.К.Сатпаевой кроется не только в сульфидных магмах. Эндогенная гипотеза неприемлема для медистых песчаников и сланцев в целом. С ее позиций остается неясным, каким образом поднимающиеся из недр Земли гидротермальные растворы или сульфидные магмы в разной тектонической обстановке находили сообщество осадочных пород, образованных в аридном климате в условиях окислительной среды. Не лучше оказалась и идея о поступлении меди во время рудогенеза непосредственно с континента. Для образования таким путем Джекказганского месторождения необходимо выполнить следующие три условия.

1. Металлы должны присутствовать в поверхностных водотоках только во время накопления в бассейне седиментации песчаников. Во время осадения глин и глинистых алевролитов, переслаивающихся с песчаниками, поступление меди и сопутствующих металлов должно прекратиться.

2. Металлы должны осаждаться только в тех песчаниках, в которых в дальнейшем в диагенезе произойдет смена окислительных условий на восстановительные (такие изменения узко локальны, Джекказганская толща в целом сохранила исходную окислительную среду, в которой она формировалась).

3. В диагенезе должен существовать процесс, способный создать миграцию металлов на несколько километров и "построить" их в зональный ряд.

Очевидно, что эти условия, ни каждое из них в отдельности, ни, тем более, все вместе, не выполнимы.

В настоящем сборнике в статье Л.Ф. Наркелона и А.И. Трубачева приведен интересный фактический материал, который, вопреки мнению авторов, противоречит возможности образования медистых песчаников и сланцев за счет металлов, непосредственно поступающих с континента. Так, например, сделанные ими подсчеты (17 % поясов с медным оруденением расположено в непосредственной близости от области сноса терригенного материала, 19 % - удалены на первые километры, 40 % - уже на десятки километров и 24 % - на сотни километров) по существу продемонстрировали отсутствие связи между положением медного оруденения в бассейне седиментации и областью питания. Об этом также свидетельствует парагенезис меди с аридной красноцветной формацией. Этот парагенезис не зависит от металлогении области сноса, так как остается постоянным во всем мире. Фон химических элементов в красноцветных отложениях полностью наследует питающую провинцию, но далее существует некий "фильтр", через который одни элементы проходят, другие - остаются *in situ*. Этот "фильтр" регулируется геохимической средой в красноцветных отложениях [3].

Л.Ф. Наркелюн и А.И. Трубачев показали, что медное оруденение встречается во всех известных в природе обстановках осадконакопления, начиная от глубоководных морских до континентальных. К их данным можно добавить, что положение оруденения в пределах морского бассейна остается постоянным даже в том случае, когда условия осадконакопления в нем меняются. Например, переход в разрезе от базальных песчаников к известнякам и лигуловым глинам в казанском бассейне не оказал влияния на распространение оруденения. Все три члена разреза рудоносны в одних местах и безрудны в других. То же самое относится и к оруденению в цехштейне Центральной Европы: серый лежень, медистый свинец и цехштейновый известняк представляют собой разные фации цехштейнового моря, но все эти фации рудоносны в одних местах и безрудны в других.

На месторождении Уайт-Пайн в рудной пачке мощностью 15 м происходят существенные изменения в обстановке осадконакопления, включая поднятия дна, частичное осушение бассейна и последующую более мощную трансгрессию. Эти изменения также не оказали влияния на положение оруденения, которое не сместилось вслед за регрессирующим или трансгрессирующим морем. Можно ли при таких соотношениях говорить о фациальном контроле оруденения?

Однако следует оговориться, что несмотря на то, что фации не определяют положение оруденения в морском бассейне (его положение определяет совсем другой фактор), фации и их изменения, если они происходят в пределах рудной площади, влияют на распределение меди, на ее концентрацию. Медь в больших количествах накапливается в слоях, богатых органическим веществом, и вовсе не накапливается в фациях окислительной обстановки. Поэтому в разрезе в соответствии с изменением характера фаций можно наблюдать чередование слоев с разным содержанием меди. Если в пределах месторождения смена восстановительной обстановки на окислительную происходит по латерали, то эти изменения определяют пределы распространения оруденения. Границей оруденения в нижнем слое сланцев Партинг на месторождении Уайт-Пайн является контур раздваивающегося залива, что создает видимость фациального контроля. Но в верхних сланцах вследствие трансгрессии граница залива отодвигается к югу, а оруденение остается на месте и поэтому в верхних сланцах уже не залив определяет положение оруденения, и иллюзия фациального контроля исчезает.

Л.Ф. Наркелюн и А.И. Трубачев полагают, что медь накапливалась в седиментогенезе в виде окислов и карбонатов. В диагенезе вследствие изменения окислительных условий на восстановительные форма меди менялась на сульфидную. Поскольку исходные окисные и карбонатные руды нигде в красноцветных отложениях не были обнаружены, то из этих представлений вытекает, что окислы и карбонаты меди обладали сверхъестественным свойством откладываться только там, где окислительная обстановка в осадках в дальнейшем переходила в восстановительную.

Осаждение сульфидов на Джеккаганском месторождении происходило из растворов, циркулировавших в песчаниках. На их движение оказывало влия-

яние строение вмещающих пород. Поэтому сульфиды, замещая аутигенные минералы и обломки, воспроизводят текстурный рисунок песчаников. С этих позиций вполне естественно и образование зональности, которая фиксирует направление движения растворов. Согласно термодинамике основным фактором осаждения того или иного сульфида меди является окислительно-восстановительный потенциал. При его падении поле устойчивости халькозина сменяется полем борнита, а затем халькопирита. При смене красноцветных отложений сероцветными происходит постепенное уменьшение величины окислительно-восстановительного потенциала. Эти изменения усугубляются падением концентрации меди по мере движения рудообразующего раствора¹. Поэтому природная зональность находится в полном соответствии с теоретической, полученной путем термодинамических расчетов, а расположение зон всегда направлено халькозиновым концом в сторону красноцветных отложений. При удалении от красноцветных отложений одновременно со сменой состава сульфидов в рудах уменьшается содержание меди.

Из сказанного очевидно, что зональность не может служить аргументом в пользу представления о поступлении металлов с континента. Именно зональность, различное ее положение по отношению к области сноса, исключает возможность такого процесса. Особенно наглядно это видно на Джекказгане, где зональность ориентирована как раз обратно по отношению к той, которая могла бы образоваться при поступлении металлов вместе с терригенным материалом. В то же время, если предположить, что рудными растворами являлись подземные воды средне-верхнекарбоневой красноцветной формации, то их движение из Чу-Сарысуйской впадины к области разгрузки (Кенгирскому палеоподнятию) вполне естественно. Именно это направление движения рудных растворов фиксируется зональностью, развитой в Центральном рудном поле Джекказгана.

Небезынтересно отметить, что Л.Ф. Наркелюн и А.И. Трубочев в более ранних работах [4] придерживались несколько иных позиций. Они полагали, что в цехштейне Центральной Европы "источником меди при формировании рудоносных залежей... могли быть: 1) медь, находящаяся в растворе в водном бассейне; 2) эффузивные породы красного лежня; 3) остаточная вулканическая деятельность; 4) отложения мертвого красного лежня; 5) область сноса. Все это свидетельствует, по мнению авторов, о том, что медь поступала в бассейн седиментации из разнообразных источников питания, из которых главные — повышенные концентрации металлов в области сноса и в подстилающем комплексе красного лежня" [4, с.182]. Совпадение места поступления металлов из разных источников не может не вызвать недоумения, поэтому рассмотрим этот вопрос более подробно.

В течение двух столетий среди немецких геологов господствовала идея профессора Фройбергской Горной Академии А.Г. Вернера, о поступ-

¹Падение концентрации меди на сероводородном барьере равноценно увеличению концентрации сульфид-иона, являющегося потенциалз задающим элементом.

лении рудного вещества с континента. Лишь в наше время, в конце 1968г., была опубликована статья коллектива ведущих геологов ГДР [1], которые, суммировав весь фактический материал, отказались от идеи Вернера и предложили две возможные альтернативы: привнос металлов или подземными водами из отложений красного лежня или подводными гидротермами. Основанием к изменению представлений у упомянутых авторов послужили данные по палеогеографии. Палеогеографические построения показали, что Гарц в цехштейне был покрыт морем и металлам некуда было поступать. Наряду с этим была установлена зависимость между положением оруденения в цехштейновом море и строением подстилающих пород красного лежня.

Если месторождения в медистых сланцах цехштейна Центральной Европы нанести на палеогеографическую схему предцехштейнового времени, то можно увидеть, что они располагаются только над герцинскими прогибами, выполненными красным лежнем. Над поднятиями фундамента, где красный лежень не отлагался, месторождения меди неизвестны. Распространение и конфигурация рудных тел в осадках цехштейнового моря во многом зависят от строения подстилающих красноцветных отложений. Так, например, месторождение Рихельсдорф находится над Саарским прогибом вблизи его северо-восточного замыкания, вызванного наличием поднятия Бухенау. Медное оруденение развито над областью распространения конгломератов - наиболее грубозернистых и проницаемых пород в кровле отложений прогиба. Контуры рудного тела в медистом сланце приблизительно совпадают с границами смены конгломератов песчаниками.

Над Заальским прогибом находятся месторождения Мансфельд и Зангерхаузен. В плане ось симметрии рудной зоны этих месторождений совпадает с границей смены конгломератов песчанистыми глинами в кровле красного лежня. Над этой границей медное оруденение имеет максимальное распространение по вертикали, захватывая слои разного состава (снизу вверх): белый лежень, медистый сланец и цехштейновый известняк. При удалении от этой границы кровля рудной зоны постепенно опускается на более низкие стратиграфические уровни. Все эти материалы дают основание считать, что разгрузка меденосных растворов в цехштейновое море происходила снизу по определенным структурам красного лежня. Мною проанализирован материал по другим хорошо изученным месторождениям меди в морских отложениях, и везде устанавливается зависимость между положением месторождений и строением подстилающих отложений. Во всех случаях подстилающие отложения представлены красноцветами, и всегда их строение определяет положение месторождений в вышележащих морских отложениях. Это позволило исключить гидротермы в качестве возможного источника металлов [2].

В заключение я хотел бы еще раз подчеркнуть, что существенным аргументом в пользу экзогенного генезиса медистых песчаников и сланцев является их постоянная связь только с одной осадочной формацией - аридной красноцветной. Эту особенность медистых песчаников и сланцев

Н.С. Шатский назвал моноформационностью. Моноформационность руд накладывает жесткие ограничения на применение существующих гипотез. Ее невозможно объяснить ни с позиций гипотезы о поступлении металлов из магматических очагов, ни с позиций идеи Вернера о поступлении металлов из области сноса. Наиболее обоснованной остается гипотеза о выносе меди из красноцветных отложений подземными водами. Эта гипотеза на некоторое время усугубляла кризисную ситуацию, так как с ее позиции оставалось необъяснимым, каким образом подземные воды могут образовывать сингенетичные месторождения¹. Выход был найден после того, как В.И. Смирнов раскрыл механизм субмаринного генезиса некоторых колчеданных месторождений. Его работы показали, и сегодня это особенно очевидно, что рудные растворы, вне зависимости от их исходной природы, могут разгружаться на дне моря и взаимодействовать с осадками.

Л и т е р а т у р а

1. Богословская Е.И. Термическая характеристика некоторых медных минералов Джезказганского месторождения // Анализ руд цветных металлов и продуктов их переработки. М., 1964. С. 36-52. (Тр. Гинцветмета; Вып. 22).
2. Дурье А.М. Месторождения меди в морских отложениях // Сов. геология. 1974. № 1. С. 20-29.
3. Дурье А.М. Медьсодержащие растворы аридных красноцветных формаций // Докл. АН СССР, 1987. Т. 295, № 4. С. 1216-1218.
4. Наркелян Л.Ф., Салихов В.С., Трубачев А.И. Медистые песчаники и сланцы Мира. М.: Недра, 1983. 414 с.
5. Сатпаева М.К. Руды Джезказгана и условия их формирования. Алма-Ата: Наука, 1985. 208 с.
6. Славская А.И., Качаловская В.М., Шарыбкина М.А. и др. Зависимость отражательной способности и микротвердости от состава твердых растворов дигенит-борнитового ряда // Геология руд. месторождений. 1969. № 5. С. 121-127.
7. Шплер А., Хене Е. Бетехенит - свинцово-малый сульфид в рудных прожилках Мансфельда // Зап. ВМО. 1960. Т. 89. Вып. 4. С. 133-139.
8. *Litologie, Paläogeographie und Metallführung des Kupferschiefers in der DDR* // *Geologie*. 1968. Jg. 17, N. 6/7. S. 776-791.
9. *Brett R. Heating experiments on natural bornites* // *Year Book-1961. Wash. (D.C.): Carnegie Inst., 1962. P. 159-160.*
10. *Brett R. Experimental data from the system Cu-Fe-S and their bearing on exsolution textures in ores* // *Econ. Geol.* 1964. Vol. 59. P. 1241-1269.
11. *Brett R., Yund R.A. Sulfur rich bornites* // *Amer. Miner.* 1964. Vol. 49, N 7/8. P. 1084-1098.
12. *Roseboom E.H. An investigation of the system Cu-S and some natural sulfides between 25° and 700°C* // *Econ. Geol.* 1966. Vol. 61, N 4. P. 641-672.

¹Под сингенетичными месторождениями автор, вслед за В.Н. Холодовым, понимает скопления рудных компонентов, которые в основном возникли совместно с формированием рудосодержащей породы, т.е. на стадии седиментации и диагенеза. Эпигенетические месторождения образовались после литификации рудовещающих пород.

УДК 553.323

М.М. Мстиславский

ОБ ЭНДОГЕННОМ ИСТОЧНИКЕ МАРГАНЦА ОСАДОЧНЫХ МАРГАНЦЕВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Концепция собственно-осадочного рудогенеза марганца обусловила широко распространенное, но ошибочное мнение, о том, что наиболее крупные месторождения марганца относятся к классически-осадочному типу, приуроченному к стабильным платформам [40, 45]. Опровергает это мнение факт наличия крупнейшего в мире месторождения Калахари вулканогенно-осадочного гевезиса, с запасами марганца в 7,5 млрд т при содержании металла 30-48% [50].

В большинстве работ по месторождениям марганца, залегающим среди осадочных толщ, углубленно рассматривались вопросы минералогии, геохимии марганцевых руд, их литолого-фациальная, палеогеографическая приуроченность и т.д. Вместе с тем анализ тектонической приуроченности месторождений в металлогенические эпохи марганцеворудного накопления почти не проводился.

Считалось, что крупнейшие месторождения марганца локализуются в пределах консолидированных платформ [40, 45 и др.]. Так, для крупнейших нижнеолигоценых месторождений юга СССР: Николаевского, Больше-токмакского, Чхатурского отмечалось, что тектоническая база у них довольно однотипна. Все они возникли на консолидированных площадях платформенного типа, формируясь в общем на фоне вялого тектонического режима [45, с. 227].

Однако из классификационной табл. I видно, что первичные месторождения марганца локализованы в пределах тектонически активных и активизированных структур, но не на стабильных, консолидированных платформах. Они встречаются как в пределах: эв- и миогеосинклиналей, в островодужных комплексах, среди орогенных структур и в передовых прогибах, а крупнейшие из них локализованы на активизированных щитах, древних кратонах и срединных массивах. Огромные массы марганца известны и в современных океанах в виде скоплений железо-марганцевых конкреций (ЖМК).

В эвгеосинклиналях, которые идентифицируются с трогами активных окраин континентов, развиты мощные (в тысячи метров) терригенные, в том числе граувакковые, но преимущественно глинистые толщи с подводными вулканитами спилит-кератофирового ряда [48] и многочисленными, но мелкими месторождениями и рудопроявлениями марганца. Месторождения этого типа встречаются от нижнего докембрия в течение фанерозоя. К ним относятся, например, марганценозные формации архея Рио-дас-Велас, Бразилия, нижнепротерозойской зеленокаменной серии Бирримия Западной Афри-

Генетическая классификация месторождений марганца

Класс руд	Генетический класс	Месторождения	Геосинклинали			Эрогены		Платформы
			Эвгеосинклинали	Островодужные	Микрогеосинклинали	межгорные впадины	тафрогенные впадины	
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Первичные	Вулканогенно-осадочный	Морские	Вулканогенно-кремнисто-терригенная формация спилит-кератофирового ряда Африки, Южной Америки, Индии PR ₁ ; Магнитогорская, Шантарская группы Урала, Приохотья P ₂ ; Францисканская серия Калифорнии I ₃ -K ₁	Вулканогенно-обломочная андезитово-базальтовая Эль-Кобре (Куба) K ₂ ; P ₂ вулканогенно-карбонатно-кремнистая диабаз-порфирова Салаира (Дурновское) E ₁₋₂			Вулканогенно-кремнистая порфиритового ряда (Порожинское) Енисейский край PR ₂	
		Континентальные				Липарит-андезитовая вулканогенно-молассовая Кебрада Маркеса (Чили) K ₁		
			Карбонатная формация Кузнецкого Алатау (Усинское) E ₁	Карбонатно-терригенная саусарской серии Мадхия-Прадеш (Индия) PR ₁				

Таблица 1

Тетрагенно-активизированные структуры			Современные рифты			Океан	Промысловый тип месторождений
Платформы	Центры, средние массивы	Области завершённой складчатости	океанические	межконтинентальные	континентальные		
10	11	12	13	14	15	16	17
	вулканогенно-итабиритовая Южной Африки; Калахари. Постмасбург (ЮАР) Рк ₁ ; Отжосонго, Оживанонго (Намибия) РР ₂ ; Малый Хинган Е ₁ ; вулканогенно-ампелитокремнистая, Моанда (Габон) Рк ₁	вулканогенно-кремнисто-карбонатная, атасуская группа; Каражат; Ушкатын; Майре; D ₃ -C ₁	Сульфидные месторождения железа, полиметаллов, марганцевые корки			ЛМК	Итабиритовый тип Калахари окисно-карбонатных руд Mn; Атасуский тип окисных Fe-Mn руд; Тип Моанда окисно-карбонатных руд Mn. ЛМК
	вулканогенно-карбонатно-терригенная андезитотрахилларитовая Идикель, Тиун, Ут-рен (Марокко) РР ₂				Вулканогенно-терригенная Пик артиллерии, Лейк-мид (США) N ₂		Марокканский тип окисных руд Mn Тип Лейк-мид окисно-окисленных руд Mn
Песчано-глинистая Тимна (Израиль) S ₂ Северо-Уральская группа Р ₁ Варна (БНР) Р ₃ ; Манрышлак Р ₃ ; ангидритомер-	Итабиритовая Минас-Жерайс РР ₁ ; Мату-Гросу (Бразилия) Е ₁₋₂ ; кварцитогранцевая Серра-ду-Навиу (Бразилия) РР ₁ ; кварцево-песчано-глинистая никопольское,		"Факела" Fe-Mn взвесей в столбе воды над активно-зонай Галапагосского рифта и другие	полиметаллически-марганцево-железородное месторождение Красного моря		ЛМК	Итабиритовый тип Мату-Гросу окисных руд Mn Ликопольско-Чиа-турский тип окисных и окисно-карбонатных руд Mn Большетокмакский тип

Исторические	Первичные									
	Гипергенный, остаточ- но-инфильтрационный	Метаморфизованный	Гидротермальные	Собственно-осадочные		Гидротермально-осадочные				
				Континентальные	Морские	Континентальные	Морские			
	Латеритные Мп-шлипы по гондитам и другим рудам: Нсута (Габон), Ансонго (Малави), Твере, Тамбозо (верхняя дольта), Индия: Мп-шлипы по месторождениям Магнитогорской группы Урала и т.д.		Гондиты Африки, Индии, Южной Америки РК1; ролонит-бустамитовые, карбонатные руды с образующим Урала, Кривохотья Рз	Минерализованные зоны и жилы: Вольф-соровов; Форт-Розбери; Манназаса, Калумба (Замбия), Запальское (Ур-л) Рз и др.						
	Латеритные Мп-шлипы по Гондитама Махия-Прадеш (Индия) РК1									
	Устаочно-инфильтрационно-индустриальные руды выветривания Порожнинского месторождения		Гидротермальные металлогенные руды для Лорд-Оминского месторождения Рз2							Мп-конкреции осадков Вадтийского, Белого морей

I ₀	I ₁	I ₂	I ₃	I ₄	I ₅	I ₆	I ₇
гель- ная Улут- еллак P ₁	ЧИАТУРСКОЕ P ₃ ¹ ; Грут-Эйландт (Австралия) K ₁ ; известняково- доломитовая Имини- (Марок- ко) K ₂						карбонатных руд Mn и дру- гие ЖМК
						Травер- тиновая Голкон- да (США) N ₂	
						ЖМК ?	
Жилы Умм- Богма Вали- Миял- ик, аг- вампи (АРЕ)	Жилы, гидротер- мально-метасо- матические руды Уарзаат, Тиди- Мияли (Марокко) PR ₂ ; Серра- ду-Навиу (Бра- зилия) PR ₁ ; ЧИАТУРСКОЕ P ₃ ¹	Жилы, ги- дро-тер- мально- метасом- атические руды Дже- здинской группы D ₃ -C ₁ ¹					Джездинский тип окисных руд Mn- Тип Уарзаат окисных руд Mn
	Гондиты Серра- ду-Навиу, ита- бириты Кала- хари, Постмас- бурга, Минас- мераис PR ₁	Браунит- гаусман- итовые, якобит- овые ру- ды с ге- матитом, магнет- итом, ро- донитом Джездин- ско-Ата- суйской группы					Метаморфизова- нные окисные Fe- Mn руды Атасу- Йского типа. Метаморфизов- анные итабириты
Лате- ритная Mn- шляпа Тимна (Изра- иль)	Латеритные Mn- шляпы: Моанда (Га- бон); Серра-ду- Навиу (Бразилия), Имини-Таздремт, Тиуин, Уарзаат (Марокко); Грут- Эйландт (Австра- лия); Постмасбург (ЮАР) и т.д.						Латеритные Mn- шляпы по любым формациям: Нсута Ансонго, Мадхия- Прадеш, Моанда, Серра-ду-Навиу, Постмасбург, Им- ини, Грут-Эйл- андт и т.д.

ки, которые при метаморфизме преобразовались в гондиты с месторождениями Нсута, Ансонго и др. [40], а также палеозойские месторождения Урала, Приохотья [12], Францисканской верхнеюрско-меловой серии Калифорнии [43] и т.д.

В качестве месторождений марганца в составе островодужной ассоциации отметим многочисленные кубинские месторождения верхнемеловой-эоценовой формации Эль-Кобре, сложенной преимущественно вулканогенно-обломочными образованиями, андезит-базальтового, реже более кислого состава [43]. К островодужной ассоциации следует отнести и Дурновское месторождение Салаира ниже-среднекембрийской вулканогенно-кремнисто-карбонатной формации кварцевых порфиров с туфами, туффитами, яшмами и телами диабазов [12].

Примером марганцеворудных объектов в составе орогенного комплекса являются, например, чилийские месторождения в нижнемеловой вулканогенно-молассовой континентальной формации Кебрада-Маркеса преимущественно вулканогенно-обломочных образований андезитового состава [43]. Среди морских месторождений марганца, тяготеющих к структурам орогенного этапа развития, отметим Порожинское месторождение венда Энисейского кряжа [46]. Оно приурочено к вулканогенно-кремнистой, туффито-фтанитовой формации, которая залегает между нижней и верхней молассами на свите доломитов. Это месторождение не является собственно орогенным и сформировано в момент приостановки орогенного режима на этапе тафrogenеза между двумя молассами, в пределах контура орогенного прогиба.

Крупные и крупнейшие месторождения марганца локализованы в структурах активизации древних кратонов, щитов и срединных массивов и особенно часто, например, в пределах интракратонных геосинклиналей [8] среди древних кратонов Гондваны (см. табл. I). Крупнейшим из них является нижнепротерозойское месторождение Калахари вулканогенно-итабиритовой формации кутнагорит-браунитовых руд. Три марганцеворудных пласта, нижний из которых достигает мощности 5-40 м, переслаиваются с джеспилитами и андезитовыми пиллоу-лавами, формировавшимися над раскрывавшимся рифтом в теле Южно-Африканского кратона [50]. Примечательным является и приуроченное к той же итабиритовой формации супергруппы Трансвааль месторождение Постмасбург, нижний марганцеворудный пласт которого приурочен к своеобразной плащеобразной карбонатно-кремнистой брекчии Блик-Клип [19, 30].

Раннепротерозойские месторождения итабиритовой формации развиты на Бразильском щите в серии Минас, сформированной, согласно Дж.В.Н. Дору-II [13], в условиях платформенной геосинклинали, то есть в авлакогене. Марганценосные гипергенно обогатенные ланзы, длиной в сотни метров, редко до 5 км, приурочены к формации железистых кварцитов Гауэ Итабира, где тесно ассоциируют с доломитами. Вулканогенные породы встречаются редко в нижней и средней частях серии Минас.

Большой интерес представляет один из крупнейших в мире районов развития железистых кварцитов с залежами гипергенно не обогащенных первичных окисных марганцевых руд также на Бразильском щите в шт. Мату-Гросу с марганценосным районом Морро-ду-Урукум. Вмещающая кембрийская терригенно-джеспилитовая формация Жакадиго, не содержащая вулканогенных пород, начинается аркозовыми кластолитами, согласно перекрытыми массивными яшмами (100 м), над которыми согласно залегает джеспилитовая формация Альта (более 350 м) с прослоями и линзами окисных руд марганца и обломочных пород.

В докембрийском фундаменте Гвианского щита в составе метаморфизованной вулканогенно-кремнисто-углеродисто-сланцевой формации локализовано месторождение Серра-ду-Навиу, рудные тела которого являются продуктом гипергенного обогащения первичных силикатно-карбонатных руд [13].

На метаморфическом нижнепротерозойском фундаменте Северо-Габонского массива в составе неметаморфизованной дорифейской вулканогенно-кремнисто-углеродисто-сланцевой железо-марганцевой формации Франсвилл локализовано крупное месторождение Моанца. Преобладающая часть его высококачественных промышленных руд также связана с продуктами гипергенного обогащения. Следует, однако, подчеркнуть ошибочность широко распространенного мнения о том, что основная масса запасов марганца месторождения Моанца возникла в коре выветривания. Ф. Вебер [13], С. Рой [40, с. 432] отмечают, что необогащенные, т.е. первичные руды, добываемые на месторождении Моанца на плато Бангомбе, содержат 44 % Mn, 4,4 % Fe, 7 % SiO₂, 3,2 % Al₂O₃ и 0,17 % P. В результате обогащения концентрация Mn в рудах повышается до 50,5 - 51 %, т.е. всего на 6,5-7 %. Таким образом, основные запасы месторождения Моанца возникли как первичные марганцевые руды с очень высоким содержанием марганца в 44 %, а не за счет извлечения марганца в коре выветривания из безрудных вмещающих пород с одним или несколькими кларками марганца.

Континентальные рифейские марганцеворудные гидротермально-осадочные пластовые и жильные месторождения Марокко: Идикель, Тиун, Уфрен и др. залегают на вулканических андезито-диаритовых комплексах среди красноцветных терригенных образований, которые и сами включают прослой целочных риолитов и порфировых андезитов [13].

Вулканогенно-осадочные фаменские железо-марганцевые месторождения Атасуйской группы Центрального Казахстана, согласно А.А. Рожнову и др. [24, 39], А.Б. Веймарну [14, 24] и другим исследователям, сформировались в тафрогенной грабен-синклинали, наложенной на область завершённой складчатости краевого вулканического пояса.

На активизированных щитах и массивах расположены также и гидротермально-осадочные нижнеолигоценые месторождения шга СССР [31, 33]-Никопольское и Читатурское [6, 34]. Вулканогенно-осадочный генезис

Чиатурского месторождения впервые был обоснован Г.С. Дзюценидзе [17, 18]. При отнесении нижнемелового месторождения Грут-Эйландт (Австралия) [53] к первично гидротермально-осадочному типу автор опирался на сообщение Дж. Мейнарда о том, что на месторождении встречается браунит [25, с. 176], который, как известно, является высокотемпературным минералом марганца. Кроме того, в рудах Грут-Эйландт отмечаются следы манганита и повышенные количества бария [14]. Последующие вторичные преобразования в коре выветривания обусловили наблюдаемый ныне комплексный промышленно-генетический тип месторождения Грут-Эйландт (см. табл. I).

Наконец, активные зоны спрединга в современных океанах порождают "факела" железо-марганцевых взвесей в столбе воды [16, 23, 52, 54]. Оттуда взвеси разносятся течениями на значительные расстояния и, попадая в осадок, дают начало железо-марганцевым конкрециям. Металлоносными являются и отдельные впадины межконтинентальных рифтов, примером которых является грабен Красного моря [41] (см. табл. I).

Изложенное свидетельствует, что первичные месторождения марганца образуются в областях деструкции земной коры на этапах рифтогенеза и тафтогенеза. Возобновление во времени деструктивных тектонических режимов определило периодичность металлогенических эпох марганцеворудного накопления в истории Земли. Наиболее продуктивными марганцеворудными эпохами являются раннепротерозойская, рифейская, венд-нижнекембрийская, позднедевонско-раннекарбоновая, раннемеловая, палеоценовая, раннеолигоценная и плиоцен-антропоценовая (в континентальных рифтах и в океанах) [29].

Таким образом, тектоническая приуроченность марганцеворудных месторождений к активным областям деструкции земной коры, а не к консолидированным платформам, распространение в природе многочисленных жильных и гидротермально-метасоматических проявлений марганца, седиментационных внутриформационных орекчий взламывания [30] и т.д., свидетельствует об эндогенном источнике металла марганцеворудных месторождений.

Вторым аспектом, который помогает уяснить роль эндогенного источника в осадочных месторождениях марганца является отсутствие связи первичного марганцеворудного накопления с корами выветривания. Согласно собственно-осадочной или классически-осадочной гипотезе, марганец извлекается, мобилизуется из коренных безрудных пород с одним или несколькими кларками марганца при образовании коры выветривания. Считается, что синхронно корообразованию марганец выносятся из коры выветривания на ее ранней щелочной стадии и отлагается в мелководной зоне смежного бассейна. Такова классически-осадочная схема, разработанная для Никопольского, Чиатурского и других месторождений марганца, залегающих среди нижнеолигоценовых осадочных пород на юге СССР [45]. Рассмотрим на фактическом материале, как эта схема реализуется в природе [31].

1. Петрографический состав пород питающих областей сноса в раннем олигоцене на юге СССР был весьма различен: от кристаллических сланцев, мигматитов, амфиболитов на Украинском щите, гранитов, основных эффузивов, известняков верхнего мела на Дзирульском выступе и до глин неокома и мергелей эоцена на Мангышлаке.

2. Среди олигоценых отложений Л.Е. Штеренбергом выделены три зоны с различной степенью разложенности (выветрелости) полевых шпатов: кварц-олигомиктовая, мезомиктовая и полимиктовая [45, с. 188, фиг. 86]. В кварц-олигомиктовой зоне локализована Южно-Украинская (Никопольская) группа месторождений, в мезомиктовой – Мангышлакское месторождение и в полимиктовой зоне расположена Западно-Грузинская (Чиатурская) группа месторождений марганца.

3. Климат олигоценовой эпохи был гумидным умеренным, переходным от субтропического.

Три приведенных фактора являются решающими для образования собственно-осадочных месторождений, так как: 1) различный петрографический состав пород областей сноса определяет различный минерагенический, металлогенический облик отложений в смежных областях осадконакопления; 2) зоны с различной разложенностью полевых шпатов фиксируют различную интенсивность гипергенного корообразования и различную степень выщелачиваемости химических элементов из пород областей питания; 3) гумидный климат способствует корообразованию, тогда как аридный – нет.

Следовало ожидать, что столь различная обстановка должна была бы привести к резко различному металлогеническому и минерагеническому облику нижнеолигоценых отложений в столь удаленных на сотни километров друг от друга районах, как Никопольский, Чиатурский, Мангышлакский и Варненский. Однако вышеуказанные собственно-осадочные факторы, резко различные в разных районах, никак не сказались на составе самих марганцеворудных месторождений. Последние обладают удивительным минералого-геохимическим сходством, благодаря которому они были выделены Н.М. Страховым как специфический монометаллический "олигоценый тип" [45, с. 391].

Нам важно подчеркнуть следующее генетическое обстоятельство, а именно: была ли кора выветривания в областях размыва (как на Украинском щите) или ее не было (как в Закавказье), это никакого влияния на процесс грандиозного марганцеворудного накопления в нижнеолигоценом бассейне не оказывало. Однотипные монометаллические месторождения марганца локализованы во всех минерагенических зонах независимо от их собственно-осадочных геохимических различий: в кварц-олигомиктовой зоне расположена Никопольская (Южно-Украинская) группа, в мезомиктовой – Мангышлакское месторождение, а в полимиктовой – Чиатурская (Западно-Грузинская) группа месторождений марганца.

При анализе фактического материала выявилось, что каолининовая кора выветривания, которая залегает на Украинском щите и реликтами встречается под Никопольским месторождением, эта кора никакого отношения к марганцеворудному накоплению не имеет [31]. В самом деле, выявленная Л.Е. Штеренбергом [45] кварц-олигомиктовая зона в нижнеолигоценовых марганценосных отложениях Южно-Украинского бассейна свидетельствует о механическом размыве древней коры выветривания, но никак не о возникновении и развитии нижнеолигоценовой коры выветривания. Еще ранее было показано, что на Украинском щите развита древняя палеозойско-мезозойская кора выветривания (местами мощностью до 70 м) в Южно-Украинском бассейне [22]. В этой коре локализованы Высокопольское, Южно-Никопольское месторождения и ряд рудопроявлений элювиальных латеритных бокситов. Значительно реже встречаются линзы осадочных бокситов в основании бучакской свиты среднего эоцена [22, с. 120]. Эти бокситы образовались за счет переотложения латеритных бокситов, которые имеют, естественно, более древний возраст, чем средний эоцен. Следовательно, образование коры выветривания и химическое выщелачивание различных элементов из коренных пород происходили в бучакское время, до среднего эоцена. Именно в этот реальный момент формирования досреднеэоценовой коры выветривания никаких месторождений марганца в Южно-Украинском бассейне не образовывалось.

Во все последующее время вверх по стратиграфическому разрезу кора выветривания все более и более размывалась и к моменту марганцеворудного накопления в раннем олигоцене в эрозионных окнах уже широко обнажились неизменные коренные породы, которые никакому химическому выветриванию не подвергались. Об этом свидетельствуют как сам факт размыва древней коры и переотложения ее в виде кварц-олигомиктовой зоны в олигоценовом бассейне, так и характер размещения тяжелых минералов по разрезу от среднего эоцена к олигоцену. Так, Г.К. Лутозовой [9, с. 81-90] приведены данные, которые свидетельствуют о нарастании разнообразия терригенных минералов от среднего эоцена (бучакский ярус) к верхнему эоцену (киевский ярус) и к олигоцену (харьковский ярус). Бучакские слои содержат ограниченный комплекс наиболее устойчивых тяжелых минералов: циркона, турмалина, рутила; умеренно устойчивые гранат и эпидот присутствуют в качестве примеси. В киевских отложениях набор тяжелых минералов расширяется до 12. В харьковское время, начиная с марганцеворудного горизонта, набор тяжелых минералов увеличивается еще больше и возрастает до 15. При этом господствуют умеренно устойчивые эпидот и гранат, а также появляются неустойчивые: роговые обманки, биотит, хлорит, хлоритоид [45, с. 378].

Из этих фактов следует вывод: если даже такие неустойчивые минералы сохранялись неразложенными, то, естественно, никак нельзя предполагать возможность развития в раннем олигоцене гипергенно-корового процесса, пусть даже ранней щелочной его стадии [45, с. 376-379]. Из неразложенных роговых обманок амфиболитов Украинского щита никак нельзя

предполагать химическое извлечение марганца и переход его в воды олигоценового бассейна. Этой геохимической неразложенности минералов как раз и соответствует иммобильность железа в породах водосбросов, где его содержания в амфиболитах местами достигают 26,13 % [12, 45]. В тех же амфиболитах содержания марганца составляют от одного до нескольких кларков, максимально достигая в единичных случаях 0,99 % Mn [12]. Если взять эти соотношения Mn (0,99 или 1 %) и Fe (26,13 %) из амфиболитов области сноса УКЦ и сравнить их с соотношениями Mn и Fe в нижнеолигоценовых марганцевых рудах Никопольского и Чиатурского месторождений, то вырисовывается совершенно обратная картина. В рудах Никопольского и Большетокмакского месторождений содержания марганца поднимаются до 31-54 %, тогда как содержания железа падают до 1-3 % [12, с. 124]. В первичноокисных рудах Чиатурского месторождения концентрации марганца достигают 45-52 % при содержаниях железа 0,7-1,2 % [1, 6, 12 с. 124].

Эта картина смены содержаний Mn и Fe в областях сноса на обратную в области осадконакопления становится еще более разительной, если сравнивать между собой накопившиеся массы этих металлов. Если взять максимальную концентрацию Mn в амфиболитах области сноса в 1 %, а соответствующую ей концентрацию Fe в 26 %, то в нижнеолигоценовом бассейне, где отложилось 2 млрд. т марганца [12], должно было бы накопиться в 26 раз больше железа, чем марганца, т. е. 52 млрд т. Но, как известно, в марганцеворудных месторождениях олигоцена юга СССР, содержания железа (а соответственно и его массы) падают ниже кларка, тогда как в коренных породах областей сноса они остаются неизменными и нередко высокими, как, например, в амфиболитах 26 %.

Рассмотренные факты свидетельствуют о том, что какого-либо нового процесса гипергенного корообразования, хотя бы в виде щелочной его стадии, с огромным выносом марганца из такой коры, и задержки в ней еще более грандиозных масс железа в раннем олигоцене не происходило. Напротив, осуществлялся полный баланс между железом (2-5 %) и марганцем (0,02-0,04 %) на кларковом уровне. Никакого дебаланса между марганцем и железом во всем огромном регионе юга СССР не возникало и проблемы отделения масс железа от локальных рудных скоплений марганца в месторождениях просто не существует. Эта проблема - надуманная благодаря переносу классически-осадочных кларковых соотношений между марганцем и железом в олигоценовом бассейне на громадные рудные накопления марганца гидротермально-осадочного происхождения в месторождениях.

Кора выветривания, в том числе и с латеритными бокситами, сформировалась намного раньше, чем нижнеолигоценовое марганцеворудное накопление, а именно в добучакское, досреднезоценовое время. Это, в свою очередь, говорит о том, что эпохи марганцеворудного накопления и бокситообразования на юге СССР были разорваны во времени и отделя-

лись, как минимум, позднеэоценовым веком в 9 млн. лет [5]. Эта же эпоха бокситообразования является наиболее продуктивной для грандиозных скоплений эоценовых латеритных бокситов в Африке [2, 21], где в это время никакого первичного марганцеворудного накопления не было.

Анализ материала по олигоцену юга СССР заставил задуматься о соотношениях марганцеворудного накопления и бокситообразования, т. е. о соотношениях марганцеворудных эпох [29] и эпох формирования кор выветривания [21]. Оказалось, что в эпохи гипергенного корообразования и бокситонакопления первичные месторождения марганца в смежных с бокситами районах и в пределах единого с ними фациального профиля осадконакопления не образуются. Это положение было выше рассмотрено на соотношениях во времени для месторождений марганца и бокситов по югу СССР, которое имеет и более общий характер. Для примера укажем планетарную эпоху гипергенного корообразования на рубеже триаса и юры. Она проявляется почти повсеместно на территории СССР, где коры выветривания этого возраста перекрывают лобные породы самых различных структурно-формационных зон. Никаких месторождений марганца, связанных с этой региональной корой выветривания, на территории СССР не известно, хотя внутриконтинентальных водоемов для марганцеворудного накопления было множество.

В мировой практике неизвестны комплексные боксито-марганцевые месторождения даже в пределах процесса континентального карстового перетотложения рудного вещества, когда какой-либо далекий транзит марганца в Мировой океан невозможно даже предполагать. В бокситорудных районах известны лишь корки марганца на подрудных известняках, где он осаждается на геохимическом барьере, будучи вынесенным из верхней зоны максимального бокситонакопления.

Таким образом, наличие только марганцевых корок в нижних частях латеритных кор выветривания, отсутствие в природе комплексных боксито-марганцевых месторождений, факт несовпадения во времени эпох гипергенного корообразования и первичного марганцеворудного накопления ставят под сомнение какую-либо правомерность гипотезы собственно-осадочного рудогенеза марганца в промышленных масштабах вообще и косвенно подтверждают примат эндогенного источника марганца в осадочных образованиях.

В этой связи следует подчеркнуть отсутствие каких-либо временных и латеральных геохимических связей марганцеворудных месторождений с вмещающими осадочными породами. Так, еще Н.М. Страхова удивляло то, что Чиатурское месторождение залегает в олигоценовых отложениях, в которых содержание марганца ниже кларка и составляет всего 0,02-0,04% [45, с. 214]. Это несоответствие является еще одним подтверждением того, что для образования вмещающих осадков был один источник вещества, тогда как для образования руд - совершенно иной.

Третий аспект доказательств эндогенного источника марганца касается внутриконтинентальных и наземных месторождений металла. Какие

же типы внутриконтинентального первичного марганцеворудного накопления проявились в истории Земли? Наиболее известны промышленные месторождения марганца Идикель, Тиунин, а также Мигуден, Уфрен в докембрии Антиатласа Марокко [13, с. 111-121]. Все эти месторождения связаны с комплексом марганценосных континентальных красноцветов и озерных известняков, где также встречаются редкие прослои трахиллипаритов и порфиновых андезитов. Пластовые линзующиеся марганцевые залежи содержат 42-48 % Mn и представлены браунитом, голландитом, криптомеланом, коронадитом, гаусманитом, баритом и др. [13].

Кроме пластовых тел в районе Уарзаат известно более 200 жил марганца, из которых уже добыто 400000 т руды, содержащей 50 % Mn. Минеральный состав руд в жилах очень постоянен - это: браунит, криптомелан, гаусманит, голландит, пиролюзит, псиломелан, гематит, барит, тодорокит и др.

Состав руд как пластовых, так и жильных месторождений марганца практически идентичен. Пластовые месторождения являются гидротермально-осадочными залежами в озерном водоеме, а марганцевые жилы - эпитермальными образованиями, связанными с вулканизмом [13].

Среди континентальных отложений позднепалеозойского суперконтинента Пангеи месторождений марганца почти неизвестно [11, 40]. Месторождение Наргешум в Марокко локализовано среди красноцветной терригенной толщи пермотриаса. Его руды сложены, в основном, браунитом, гаусманитом, пиролюзитом нередко с повышенными содержаниями бария ($BaSO_4$ - 5,85 %) и свинца Pb - 0,5 % [11, 40].

В составе нижнеюрских континентальных грубообломочных красноцветных толщ Марокко известны два пластовых месторождения: Еу-Арфа и М'Кузза, где рудные пласты, сложенные преимущественно пиролюзитом, голландитом (до 6,64 % BaO , М'Кузза), ассоциируют также с известняково-доломитовыми породами и красными глинами [11, 40].

Нижнемеловые марганценосные формации Аркерос и Кебрада-Маркеса (Чили) представляют собой континентальный вулканогенно-молассовый комплекс с браунит-пиролюзитовыми рудами [43].

В мел-палеоген-плиоценовых комплексах Армении известны десятки рудопроявлений марганца, также приуроченных к формациям субмаринных вулканогенно-осадочных пород с браунитом, манганитом, гаусманитом, родохрозитом, родонитом, голландитом, криптомеланом, вернадитом, пиролюзитом, тодорокитом [35, с. 127-138].

Наконец, известны две наиболее молодые металлогенические провинции континентальных марганцевых руд на юго-западе США: Колорадо-Рио и Центральная Невада. В Колорадо-Рио входят два нижнеплиоценовых марганцеворудных района: Пик Артиллери и Лейк Мид, а в провинцию Центральная Невада - своеобразное плейстоценовое месторождение Голконда [42]. Районы Пик Артиллери и Лейк Мид локализованы в специфической тектонической провинции "Бассейнов и хребтов" в пределах континентальной рифтовой системы Кордильер [26] (см. табл. 1). Марганцеворудные сингенезы

тичные пласты и линзы окисно-окисленных руд встречаются во всех типах пород, включая туфы и прослои гипсов. Сопутствующими элементами являются: барий, свинец, медь, цинк. Кроме стратифицированных марганцевых тел руда локализуется также и в зонах разломов.

Плейстоценовое месторождение Голконда приурочено к наземным горизонтально залегающим карбонатным туфам (травертинам), которые резко несогласно перекрывают крутопадающие породы триаса. Последние разбиты нарушениями, часто окремнены и несут жильную марганцевую минерализацию. Специфической особенностью руд Голконды, представленных окислами марганца, является высокое содержание в них вольфрама от 1,54 до 5,19 % WO_3 с образованием вольфрамсодержащего псиломелана тунгомелана.

Наиболее близки к рудам Голконды марганцевые руды Боливии, которые являются отложениями действующих в настоящее время термальных источников хлоридно-кальциевого типа.

Все эти редкие внутриконтинентальные месторождения локализованы в красноцветях, которые образовались в условиях аридного климата, при котором, как известно, не образуется ни кор выветривания, ни собственно-осадочных месторождений марганца. Состав руд и элементов спутников упомянутых месторождений также свидетельствуют об их вулканогенно-гидротермально-осадочном происхождении. Можно отчетливо представить, что континентальное месторождение Голконда, образованное в наземных условиях среди карбонатных туфов-травертинов, обладало бы "собственно-осадочными" признаками, будь оно сформировано в озерном водоеме или, тем более, в морском бассейне. Там вмещающие руду карбонатные туфы отложились бы как обыкновенные известняки, так как газовая фаза (углекислая и хлоридно-кальциевая) термальных источников не оставила бы никаких следов в карбонатах, осаждавшихся в водной среде: углекислота соединилась бы с кальцием в карбонатные илы, известняки (а не карбонатные туфы), избыточный CO_2 ушел в атмосферу, а хлор перешел в раствор, пополняя солевой состав морского водоема. В аналогичных условиях и современные вольфрамсодержащие марганцевые руды Боливии, отлагающиеся из термальных источников хлоридно-кальциевого типа [42], также приобрели бы в морском бассейне "собственно-осадочные" признаки. Из этого сопоставления логично сделать вывод, что многие месторождения марганца, считающиеся собственно-осадочными, могут являться нераспознанными гидротермально-осадочными объектами, особенно часто в тех случаях, когда поблизости с ними нет марганцеворудных жил.

Обратимся теперь к конкретной обстановке формирования Никопольского и Чигатурского месторождений [С, 34]. На рис. 1 показана палеогеографическая обстановка на юге СССР в раннем и среднем эоцене, т.е. в бучакский век, когда из более древних латеритных бокситов переотлагались и формировались осадочные бучакские бокситы. Отчетливо виден структурный мыс палеосуши сводовой части Украинского щита, который совместно с поднятием Донбасса отделил Днепровско-Донецкую впадину от

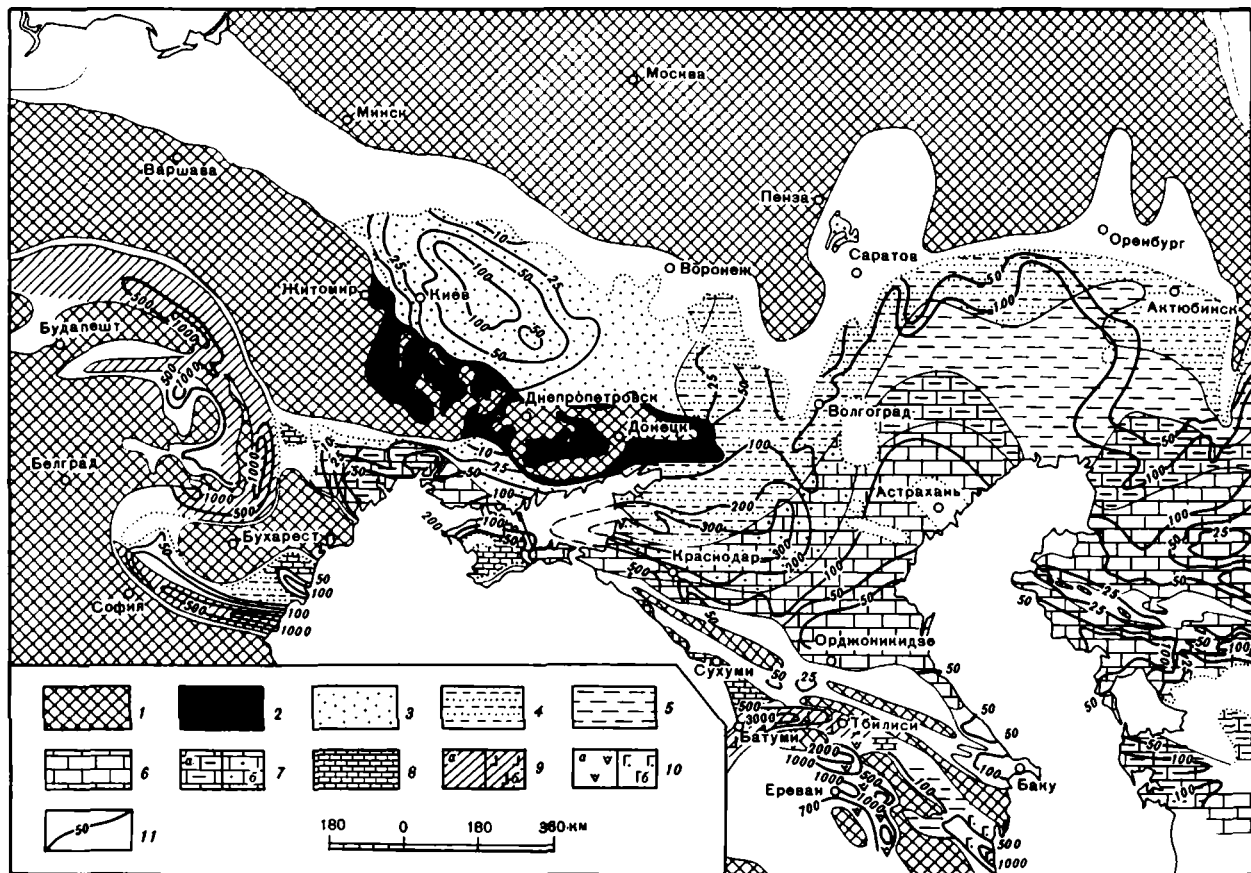
мелководного Причерноморского морского бассейна [4]. Изолинии равных мощностей отложений располагаются продольно, параллельно этому структурному носу и характеризуются небольшими значениями 10–50 м, максимумом до 100 м, при длительности этого времени по геохронологической шкале в 12 млн. лет [5].

На рис. 2 показана палеогеографическая обстановка на юге СССР в позднем эоцене, когда на свод Украинского щита трансгрессировало мелководное море и палеоструктурный мыс-суша был полностью затоплен и перекрыт карбонатно-глинистыми осадками. Он превратился в пологое подводное конседиментационное поднятие, оконтуренное изопакитами 10 м и 25 м.

Значения изопакит мелководных карбонатных отложений верхнего эоцена на всей Мизийско-Туранской плите не превышают величины 200 м [4] при длительности позднеэоценового века в 9 млн. лет [5].

На рис. 3 показана палеогеографическая обстановка на юге СССР в раннеолигоценую марганцеворудную эпоху. Она резко контрастирует с той, которая была в среднем и позднем эоцене. На рубеже эоцена и раннего олигоцена резко усилилась контрастность погружений в пределах Скифско-Туранской плиты, где мощности нижнеолигоценых отложений возросли до 300–500 м за более короткий интервал времени в 5 млн. лет [5, 27, 49]. Появились районы резкого углубления бассейна с некомпенсированным осадконакоплением [27, 32, 44, 49] при общей формационной смене известняково-мергельного типа осадков позднего эоцена на песчаный и глинистый тип осадконакопления в Майкопском субокеаническом бассейне, похожим на окраинное море [14, 27]. Этот бассейн соединился с Мировым океаном, о чем свидетельствует появившийся комплекс ихтиофауны и млекопитающих открытого океана в майкопских отложениях: акулы, тунцы, тетраптурусы (меч-рыба), китообразные и т.д. О глубине бассейна говорят находки в майкопских глинах глазных аппаратов-фотофоров мелководных светящихся рыб, обитавших, по данным П.Г. Данильченко, на глубинах не менее 1 км [32].

Резко возросла поперечная дифференцированность блоков за счет активизации поперечных разломов, которые никак не проявились в предшествующую эоценовую эпоху. Отчетливо выделяется полоса структур между Восточно-Приазовским и Западно-Приазовским разломами [20] (см. рис. 3). Восточно-Приазовский разлом обрезает западный склон Донбасса, а Западно-Приазовский разлом ограничивает Западный край отторженца Украинского щита и развитой на нем суши. Вдоль этого приподнятого края происходит поворот к югу Больше-Токмакского месторождения и всей марганценосной Никопольско-Больше-Токмакской депрессии. Далее к югу между Западно- и Восточно-Приазовскими разломами образовалась наиболее контрастная Керченско-Азовская впадина, подчеркнутая изопакитами 500 и 750 м. Еще южнее эта меридиональная разломная зона разделяет Крымскую и Кавказскую части островной дуги и по этой зоне происходит излом -



Р и с. 1. Палеогеографическая карта юга Европейской части СССР для ранне- и среднеэоценового времени; фрагмент Атласа [4]

I - области размыва, суша; 2 - континентальные угленосные отложения; 3-10 - морские отложения: 3 - пески, песчаники, алевролиты, 4 - чередование песков и глин, 5 - глины, 6 - мергели и глинистые известняки, 7 - чередование глин и мергелей (а), песков, глин и мергелей (б), 8 - известняки, 9 - флиш терригенный (а), туфогенный (б), 10 - туфогенные породы смешанного (а) и основного (б) состава; II - изопахиты

смена простирания наиболее глубоководной Черноморской котловины, где отсутствует гранитно-метаморфический слой.

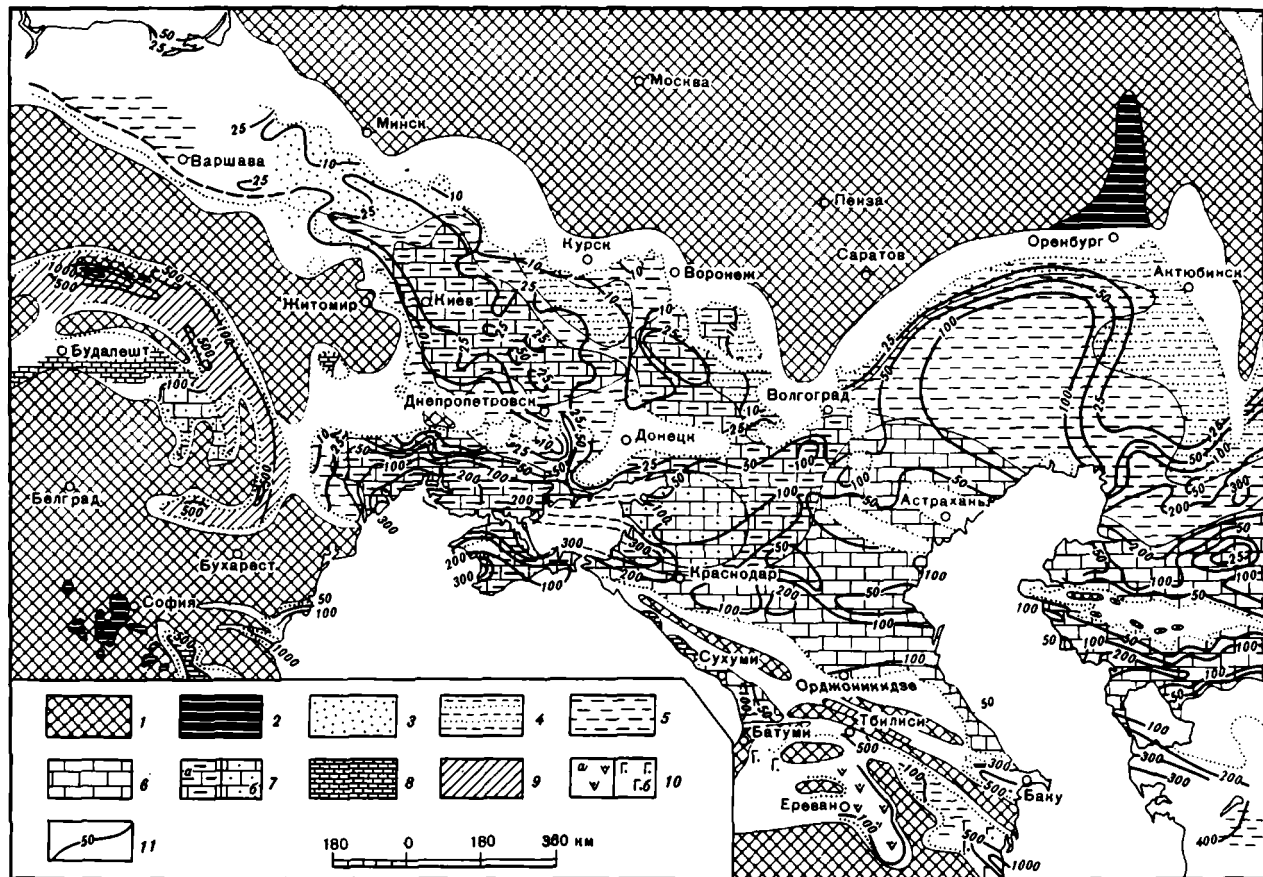
Следующий к западу от Западно-Приазовского нарушения Днепровско-Безозерский поперечный разлом [20] разделяет два меридиональных острова Южно-Украинского архипелага и ограничивает с запада меридиональную часть рудоносной депрессии с Большетокмакским месторождением.

Расположенный еще западнее Евпаторийско-Криворожско-Кременчугский поперечный разлом [20] ограничивает с запада рудоносную Никопольско-Большетокмакскую депрессию в целом и трассируется в Днепровско-Донецкой впадине меридиональной границей смены песчаных литофаций и меридиональной ориентировки изопакит (см. рис. 3).

За счет активизации продольных и поперечных разломов на своде Украинского щита возникла дифференцированная блоковая структура с архипелагом островов, на которых был обнажен кристаллический, гранитный докембрийский фундамент. Зона архипелага была ограничена разломом южного края кристаллического ядра Украинского щита, обозначенного на рис. 3 треугольниками. К этому южному краю щита, где обнажается архейское кристаллическое ядро днеприд, в нижнеолигоцене чехле как раз и тяготеют все широко расположенные залежи Никопольского месторождения.

Разрослась и площадь суши Кавказской островной дуги по сравнению с одноименной сушей в эоцене при резком углублении впадин Майкопского бассейна в целом. В Западной Грузии также возникла в раннеолигоцене время дифференцированная архипелаговая зона в области поперечного Транскавказского поднятия, где как раз и локализован Западно-Грузинский, или Чиатурский, марганцеворудный район. На рис. 3 отчетливо видно как к свообразной перемычке Западно-Грузинского рудного района подступают смежные контрастные впадины с изопакитами до 500-1000 м и как в этот район трассируется тафрогенная глубоководная Черноморская котловина, где отсутствует гранитно-метаморфический слой.

Сравнивая тектонические особенности территории юга СССР для среднего, позднего эоцена и раннего олигоцена убеждаемся, что марганцеворудная раннеолигоценая эпоха характеризуется не вялым платформенным режимом [45, с. 227], а деструктивным режимом тектонической активизации с контрастными дифференцированными погружениями. Это обусловило возникновение специфических разломно-блоковых депрессионных зон мар-



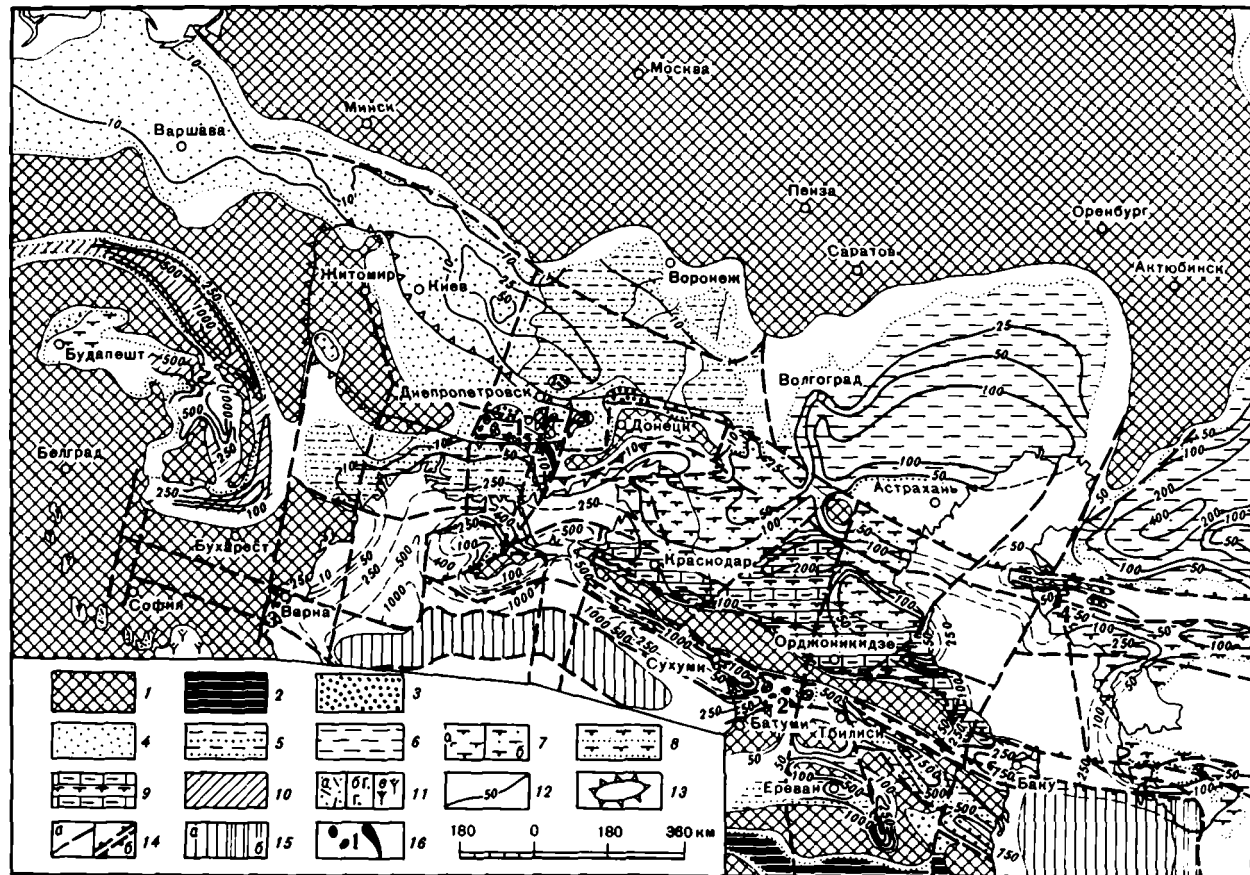
Р и с. 2 . Палеогеографическая карта юга Европейской части СССР для позднеоценового времени; фрагмент Атласа [4] с некоторыми изменениями и дополнениями автора

I - области размыва, суша; 2 - континентальные терригенные отложения; 3-10 - морские отложения: 3 - пески, песчаники, алевролиты, 4 - чередование песков и глин, 5 - глины, 6 - мергели и глинистые известняки, 7 - чередование глин и мергелей (а), глин, песков и мергелей (б), 8 - известняки, 9 - флиш терригенный, 10 - туфогенные породы смешанного (а) и основного (б) состава; II - изопахиты

ганцеворудных районов на крупных сводообразных структурах со скоплениями марганецсодержащих флюидов в предполагаемых газо-гидро-плутонах [28].

Тектоническая раннеолигоценая деструкция отчетливо проявилась и в конкретных минеральных фазах марганцеворудного накопления в виде жильных и гидротермально-метасоматических руд, которые благодаря неоген-четвертичным эрозионным врезам обнажились на склонах нагорьев Чиатурского месторождения. Один из таких врезов расчищен эскарпом на западном склоне нагорья Перевиса, рядом с наиболее высоким зданием города Чиатуры - 14-этажным домом [33]. Этот эскарп вскрывает на протяжении более чем 100 м зону Главного Чиатурского северо-западного разлома. От эскарпа до подошвы базального марганцевого пласта Чиатурского месторождения вертикальная амплитуда склона визуальна достигает 100-150 м (рис. 4). На фотопанораме эскарпа видно, что в пределах зоны Главного разлома среди верхнемеловых песчаных известняков вскрывается обильная марганцевая минерализация. Последняя имеет прихотливые очертания и развита в основном там, где известняки максимально изменены, обелены и почти полностью превращены в рыхлую белую массу. Среди этой массы хорошо различимы как землистые черные выделения окислов марганца, так и скопления последних в виде многочисленных пятен, брекчиевидных полос с кавернами, крепких массивных блоков различной формы (в том числе фестончатой) и размерности, а также крутопадающих жил и прожилков. Наряду с секущими, пятнистыми скоплениями окислов марганца обращают на себя внимание и их стратиформные пластово-линзовидные выделения, которые наследуют горизонтальную отдельность известняков.

В журнале "Литология и полезные ископаемые" № 5, 1985 г появилась публикация [15], о том, что все эти руды являются, якобы просто обломками чиатурского олигоценого марганцеворудного пласта и чокрацких песчаников и что ни о каком рудоподводящем канале [33] здесь не может быть речи. В действительности, хотя склон полностью задернован, над рудной зоной в верхнемеловых известняках в верхней части нагорья Перевиса горизонтально залегает марганцевый пласт Чиатурского месторождения, который сверху перекрывает эту марганцеворудную гидротермально-метасоматическую зону в верхнемеловых известняках.



Р и с. 3. Тектоно-палеогеографическая карта юга Европейской части СССР для раннеолигоценового времени; фрагмент Атласа [4] с дополнениями и изменениями автора

1 - область: размыта, суша; 2 - континентальные, молассовые отложения; 3-III - морские отложения: 3 - пески, песчаники грубозернистые, 4 - пески, песчаники, алевролиты, 5 - чередование песков и глин, 6 - глины, 7 - глины известковистые (а), известковистые с примесью песка, алевролита (б), 8 - чередование известковистых глин и песков, алевроитов, 9 - чередование известковистых глин и мергелей, 10 - флиш терригенный, II - туфогенные породы кислого (а), основного (б) и смешанного (в) состава; 12 - изопахиты; 13 - контур древнейшего ядра добай-кальских образований Украинского кристаллического щита, не перекрытого чехлом и промежуточной серией; 14 - главнейшие региональные (в том числе глубинные) конседиментационные разломы (а), ограничивающие морфоструктуры нижнеолигоценового Майкопского бассейна (б); 15 - районы с субокеанической корой в котловинах современных морей (а), в пределах континента (б); 16 - марганцеворудные месторождения и районы: 1 - Южно-Украинский (Никопольский), 2 - Западно-Грузинский (Чиатурский), 3 - Варненский, 4 - Мангышлакское

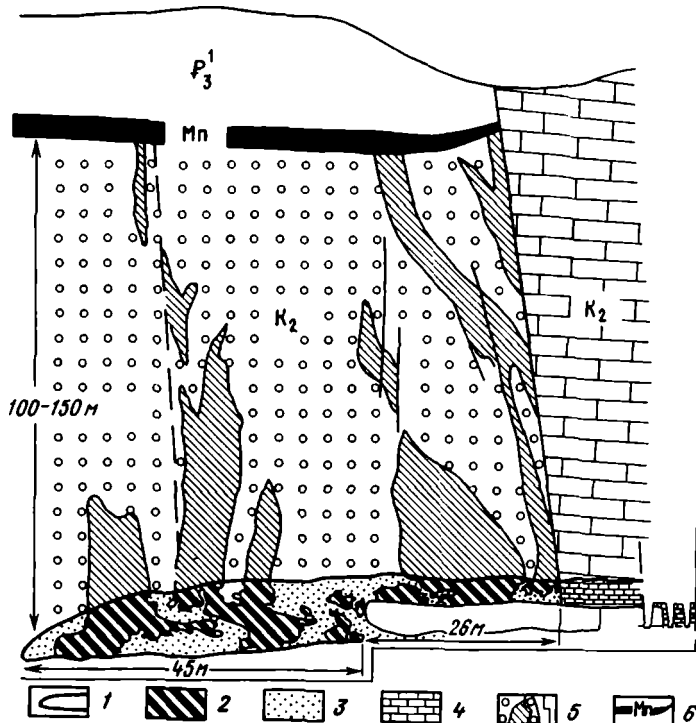
Вместе с тем, по шву пострудного разлома блок неизмененных известняков был резко поднят гипсометрически вверх и там над ним полностью размыт не только чиатурский пласт, но и вся вмещающая его толща (см. рис. 4).

Все обнажение рудоподводящего столба [33] сложено только двумя фазами: первая - вмещающие измененные известняки и вторая - марганцевая руда. Блоки этой сливной руды настолько крупны, что местами слагают эскарп обнажения целиком от его низа до верха, достигая в поперечнике более 5 м. Такие крупные и крепкие метасоматические блоки не имеют ничего общего с тонкослоистым глинисто-алевритовым марганцевосным пластом Чиатурского месторождения.

Первая фаза - вмещающие руду известняки не включают в себя никаких пострудных обломков, а тем более крупногабаритных глыб терригенных пород - майкопских глин. Как известно, известняков никогда не было ни в составе нижнеолигоценовой толщи вообще, ни в составе марганцевых руд ни на одном из месторождений: Чиатурском, Никопольском, Варненском или Мангышлакском. Эти вмещающие руду известняки визуально резко отличаются от майкопских терригенных пород, бурно вскипают от разбавленной соляной кислотой, прекрасно диагностируются в многочисленных шлифах и поэтому принять их за груду обломков терригенных пород олигоцена и чокрака [15] не представляется возможным.

Значительно более серьезного рассмотрения требуют анализ и сопоставление фактов под углом зрения гидротермального привноса рудного вещества или его гипергенно-инфильтрационного перемещения из олигоценового марганцевосного пласта Чиатурского месторождения вниз, в трещиноватые верхнемеловые известняки метеорными водами. Однако и в данном случае, как нам представляется, фактический материал позволяет сделать однозначный вывод.

Во-первых, на Чиатурском месторождении, также как и на Никопольском, отсутствует какая-либо значительная пострудная кора выветрива-



Р и с. 4. Рудоподводящий канал Чиатурского месторождения в нагорье Перевиса (схема)

1 — контур обнажения, вскрывшего фрагмент рудоносного столба; 2 — гидротермальные марганцевые руды среди верхнемеловых известняков; 3, 4 — известняки верхнего мела: 3 — гидротермально-измененные, рыхлые, обеленные, 4 — неизмененные крепкие; 5 — предполагаемая часть зоны рудоподводящего канала и разлома под задернованной поверхностью склона; 6 — марганцевосный нижнеолигоценый пласт Чиатурского месторождения

ния и подавляющая часть руд представлена первичным окисно-карбонатным манганит-родохрозитовым минеральным типом. Слоистые силикаты и на Никопольском, и на Чиатурском месторождениях представлены высокожелезистыми монтмориллонитами типа нонтронита [10]. Никаких преобразований монтмориллонита в каолинит на месторождениях не наблюдается, как это обычно происходит при химическом разложении глинистых минералов в корях выветривания.

Во-вторых, подчеркнем, что в зоне Главного сброса у 14ти-этажного дома так же, как и на ряде других участков нагорья Перевиса и Ргани, обнаружены четковидные, фестончатые, кокардовые новообразования белого крупнокристаллического кальцита [33, фиг. 2в]. Этот кальцит все исследователи Чиатурского месторождения относят к гидротермальным проявлениям и называют гидротермальным кальцитом [1, 6, 17, 18, 35]. Он является эпигенетическим, пострудным новообразованием, наложенным на нижнеолигоценые марганцевые руды нагорий Перевиса и Ргани и, как

считает большинство исследователей, является сопутствующим внедрению неогеновых перевисских базальтов.

Но гидротермальный кальцит развит гораздо шире участков локализации неогеновых базальтов, которые встречаются только на нагорье Перевиса, где в олигоценовом пласте появляются контактово-метаморфизованные руды [1, 6]. Примером этому служит распространение кальцита и контрастного марганцевого оруденения вне нагорья, в рассматриваемых верхнемеловых известняках у 14-го этажного дома. Особо подчеркнем то, что приуроченный к брекчированной полосе марганценосных известняков кокардовый гидротермальный кальцит — явно эпигенетический, наложенный по отношению к марганцевому оруденению в верхнемеловых известняках в зоне Главного сброса. Благодаря позднему кальциту отчетливо проявились брекчированные разности пиролюзитовых руд. По возрастным соотношениям с белым гидротермальным кальцитом марганцевое оруденение в известняках зоны Главного сброса также идентично марганценосному пласту Чиатурского месторождения, т.е. является "докальцитовым".

Считается, как отмечалось выше, что гидротермальный кальцит генетически, возможно, связан с перевисскими базальтами [1, 6]. Однако не исключено, что кальцит древнее базальтов и сопутствует затуханию раннеолигоценового марганцеворудного процесса. Но, даже если принять возраст новообразований гидротермального кальцита, синхронным перевисским базальтам, то и тогда возраст марганцевого оруденения в верхнемеловых известняках зоны Главного сброса будет более древним, "добазальтовым", так как гидротермальный кальцит сечет и цементирует брекчиевые пиролюзитовые руды [33, фиг. 2в].

Отсюда совершенно исключаются какие-либо предположения о неоген-четвертичном гипергенно-карством происхождении марганцевого оруденения в зоне Главного сброса за счет вымывания марганца из нижнеолигоценового марганценосного пласта и химического перерождения его в подстилающие породы.

В качестве аргумента, также подтверждающего представления об эндогенном источнике марганца Чиатурского месторождения, отметим новые данные о сульфиде марганца алабандине [38], который никак нельзя связать с кислородными инфильтрационными водами. Алабандин, ассоциирующий с пиритом, приурочен к манганокальцит-родохрозитовым прожилкам, которые пересекают карбонатные руды марганценосного олигоценового пласта нагорья Дарквети [38, рис. 1]. Родохрозит выполняет наружные, а манганокальцит — внутренние части прожилков, что говорит о падении концентраций марганца в карбонатных растворах к концу рудного процесса. Тенденция к падению концентраций марганца в карбонатных растворах продолжала усиливаться, что выразилось в полном исчезновении марганца из прожилков наиболее позднего гидротермального кальцита, о котором речь шла выше.

Этот поздний гидротермальный кальцит уже очистился от всех полезных компонентов, что можно видеть из табл. 2, в которой приведены со-

Содержание элементов в марганцевых рудах, вмещающих верхнемеловых известняках из зоны Главного сброса и в нижнеолигоценовых рудах Читурского месторождения

Проба	Mn*	Fe	P	Ni	Co	Cu	Mo	V	Cr	Ti	Ba	B
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Руды в известняках верхнего мела												
1	>10	2,0	0,08	700	60	70	7	100	15	600	>10 000	5
2	>10	1,26	0,1	800	60	200	20	100	10	600	>10 000	37
16	>10	1,5	0,08	300	60	150	20	60	150	600	4 000	8
16а	>10	2,1	0,1	1000	100	100	50	100	100	600	10 000	8
17	>10	1,0	0,1	1000	50	100	30	100	-	600	1 000	46
20	>10	1,12	0,15	800	60	200	15	60	40	600	3 000	30
23	>10	0,91	0,1	800	60	150	30	100	200	1000	10 000	7
24	>10	1,0	0,15	800	60	200	15	100	20	700	6 000	28
27	>10	5,6	0,1	600	70	40	10	150	20	700	8 000	87
Среднее по 9 пробам	>10	1,83	0,11	756	64	134	22	97	62	667	6 889	28
Вмещающие известняки и песчаники верхнего мела												
4а	0,2	2,0	-	70	-	30	2	40	40	1000	400	7
5	0,2	0,1	-	-	-	15	-	10	30	400	600	1
8	0,3	0,5	-	10	-	10	2	15	150	400	600	2
10	0,2	0,5	0,15	10	-	10	5	15	150	500	400	6
11	0,3	1,5	0,08	20	7	15	3	30	300	400	700	4
12а	0,5	0,07	-	-	-	10	-	-	30	300	300	2
16а	0,4	1,0	0,08	40	15	20	10	20	300	500	700	9
22а	0,3	0,4	0,08	20	-	10	6	20	300	500	300	4
26	0,2	0,15	-	10	-	10	-	10	20	300	300	1
Среднее по 9 пробам	0,29	0,69	0,04	20	2	14	3	18	147	478	478	4
Кларк для карбонатных пород [7]	0,04	0,86	0,05	2	0,1	4	0,4	20	11	1200	10	20
Нижнеолигоценовые руды												
Среднее по 59 образцам [45]	35,23	0,88	0,13	195	30,4	30	15,1	79,6	11			
Среднее по окисным рудам [1] табл. 19	28,9	3,6		610	50	71	5	13		1000		
Крупнокристаллический (гидротермальный) кальцит поздней генерации												
789	0,004	0,01	<0,1	6	<1	1	<1	<10	<10	10	100	<4
799	0,04	0,01	<0,1	3	<1	1	<1	<10	<10	10	100	<4

*Содержание Mn, Fe, P приведены в %, а Ni, Co, Cu, Mo, V, Cr, Ti, Ba, B - в 10⁻⁴%.

держания сопутствующих компонентов марганцевых руд из рудного столба в известняках верхнего мела и из марганценосного олигоценового пласта Чиатуры. Отсюда следуют выводы.

1. Вмещающие известняки и известковые песчаники верхнего мела характеризуются вышекларковыми содержаниями для большинства из сравниваемых элементов, кроме железа, ванадия, титана и бора. Содержания марганца превышают кларк металла в карбонатных породах [7] примерно на порядок или его половину.

2. В рудах из зоны Главного сброса по сравнению с вмещающими известняками увеличиваются содержания Mo и V , а кларки концентраций основного рудообразователя — марганца, а также Ni , Co , Si , Ba возрастают очень резко: в десятки раз для меди, в сотни раз для никеля и кобальта и до трех порядков для бария. Содержания железа и фосфора остаются низкими и в рудах, а их некоторые увеличения не превышают двух-трех кларков.

3. Концентрации двух главных сопутствующих металлов Ni , Co по своим значениям в рудах из зоны Главного сброса очень близки к таковым в олигоценовых рудах Чиатурского месторождения. Приведенные в табл. 2 цифры сходны с данными Г.А. Авалиани [1] и даже несколько их превышают, что особенно заметно для никеля.

Вынесенные на площадь значения содержаний Ni и Co из верхнемеловых пород зоны разлома попадают в поле III наиболее повышенных концентраций Ni и Co в олигоценовых рудах, которое расположено к северо-востоку от Главного сброса (рис. 5).

Такое пространственное совпадение размещения марганцевых руд Ni и Co как в верхнемеловых, так и в нижнеолигоценовых породах не случайно. Напротив, такая идентичная локализация геохимически аналогичных руд — одно из свидетельств общности, единства марганцеворудных образований, залегающих как в нижнеолигоценовых, так и в верхнемеловых породах Чиатурского месторождения.

Все изложенное свидетельствует о том, что среди верхнемеловых известняков в районе 14-этажного дома на западном склоне нагорья Первиса обнаружен рудный столб первично-окисного, гидротермального марганцевого оруденения. Выделяемый марганцеворудный столб, по-видимому, являлся участком одного из рудоподводящих гидротермальных каналов, из которого высачивались марганценосные флюиды в нижнеолигоценый морской бассейн. В последнем при недалеком разносе рудного вещества формировалось гидротермально-осадочное Чиатурское месторождение марганца.

Минеральный состав различных морфологических типов руд Чиатурского месторождения очень похож на таковой вулканогенно-осадочного месторождения Оброшште в Болгарии [3], которое приурочено к той же раннеолигоценовой эпохе и расположено в Варненском районе западной окраины Черного моря в той же рифтоподобной полосе глубоководной Чер-



Р и с. 5. Распределение Mn (в %), Ni и Co (в 10^{-4} %) на площади Чыатурского месторождения; по Л.Е. Штеренбергу [45] с дополнениями:

1-6 содержания элементов соответственно: Mn: 1 - меньше 10, 2 - 10-15, 3 - 15-20, 4 - 20-25, 5 - 25-30, 6 - больше 30; Ni: 1 - меньше 100, 2) 100-200, 3) 200-300, 4) 300-400, 5) 400-600, 6) больше 600; Co: 1 - меньше 10, 2 - 10-20, 3 - 20-30, 4 - 30-50, 5 - больше 50; 7 - граница между полями разных концентраций Mn, Ni, Co в нижнеолигоценовых рудах; 8 - Главный сброс; 9 - содержания Mn (больше 10 %), Ni (больше $800 \cdot 10^{-4}$ %) в верхнемеловых известняках рудоподводящей зоны Главного сброса на западном склоне нагорья Перевиса; I-III - основные поля месторождения

номорской котловины, где отсутствует гранито-метаморфический слой. Вулканический раннеолигоценовый пояс, представленный главным образом пирокластическими образованиями смешанного, кислого и основного состава в наземных и подводных фациях, дискретной полосой простирается на огромное расстояние через Балканы: Югославию, Болгарию, Грецию и Анатолию и далее в Закавказье, в Армению [4] (см. рис. 3).

В районе Никопольского месторождения пока еще не собран достаточно представительный материал для доказательства его гидротермально-осадочной природы. Вместе с тем есть исследователи, которые пока косвенными данными доказывают эндогенный источник марганца для Никопольского месторождения [36].

Прямые данные о рудоподводящих структурах и гидротермальном происхождении манганита получены пока не на самом Никопольском месторождении, но в пространственной близости от Большетокмакского месторождения в восточной части Украинского щита. В работе В.Т. Погребного "Новый генетический тип марганцевых руд на Украинском щите" [37] описано гидротермальное анхимономинеральное манганитовое оруденение, наложенное на линейную кору выветривания в субмеридиональной зоне разлома в кристаллическом фундаменте Украинского щита. Манганитовые массивные и пористо-ячеистые (сотоподобные) руды встречены скважиной в щели разлома на глубине 151,5–153,7 м. В ассоциации с манганитом постоянно встречается барит в виде включений и прожилков, а также гематит. Эти гидротермальные мономинеральные манганитовые руды по составу и посткоровому возрасту очень близки к марганцевым рудам Никопольского месторождения. В связи с этим для гидротермальных руд более предпочтительным является также нижнеолигоценовый возраст [37].

Все изложенное говорит о том, что при образовании промышленных месторождений марганца преобладал эндогенный источник металла. Представление об эндогенном источнике марганца позволит разработать новые реальные поисковые критерии и научно обоснованную методику прогнозирования марганцеворудных районов и месторождений. Необходимо также интенсифицировать работы по моделированию геохимических особенностей миграции марганца в гидротермальном процессе, что начинал осуществлять Л.В. Чернышев со своими коллегами [47].

Итак, следует подчеркнуть.

1. Первичные месторождения марганца образуются в мобильных областях деструкции земной коры на этапах рифтогенеза и тафрогенеза, но не на стабильных, консолидированных платформах.

2. Первичное марганцеворудное накопление не связано с образованием кор выветривания и бокситонакоплением. Металлогенетические марганцеворудные эпохи и эпохи бокситонакопления являются антагонистами в пределах одного и того же региона.

3. Внутриконтинентальные, в том числе наземные, месторождения марганца являются вулканогенно-осадочными и гидротермально-осадочными.

4. Чиатурское и Никопольское месторождения, считавшиеся ранее "классически-осадочными" объектами, принадлежат к гидротермально-осадочному генетическому типу.

5. Фактический материал свидетельствует о преобладании эндогенного источника марганца при формировании промышленных месторождений металла в осадочных породах.

Л и т е р а т у р а

1. Авалиани Г.А. Марганцевые месторождения Грузии. М.: Наука, 1982. 169 с.
2. Акаемов С.Т., Пестухова М.В., Теняков В.А., Ясаманов Н.А. Время и условия формирования бокситов латеритных покровов экваториальной зоны Земли // Проблемы бокситов. М.: Наука, 1975. С. 55-78.
3. Алексиев Б., Богданова Кр. Марганцевое месторождение Оброчиште // Дванадцать рудных месторождений Болгарии. София, 1974. С. 144-156.
4. Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления. М.: ГГК, 1961.
5. Афанасьев Г.Д., Зыков С.И. Геохронологическая шкала фанерозоя в свете новых значений постоянных распада. М.: Наука, 1974. 227 с.
6. Бетехтин А.Г., Авалиани Г.А., Гавашели А.В. и др. Чиатурское месторождение марганца. М.: Недра, 1964. 242 с.
7. Беус А.А., Григорян С.В. Геохимические методы поисков и разведки месторождений твердых полезных ископаемых. М.: Недра, 1975. 135 с.
8. Божко Н.А. Поздний докембрий Гондваны М.: Недра, 1984. 300 с.
9. Бутузова Г.Ю. Ассоциации тяжелых минералов в палеогеновых отложениях Южно-украинского марганцевудного бассейна // Литология и полез. ископаемые. 1963. № 3. С. 81-90.
10. Бутузова Г.Ю. К познанию цеолитов гейландитовой группы. Цеолит из палеогеновых отложений Ага СССР // Там же. 1964. № 4. С. 66-79.
11. Варенцов И.М. О главнейших марганцевых формациях // Осадочные руды железа и марганца. М., 1962. С. 119-161. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 70).
12. Варенцов И.М., Рахманов В.П. Месторождения марганца // Рудные месторождения СССР. М.: Недра, 1974. Т. I. С. 109-167.
13. Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира. Киев: Наук. думка, 1972. 388 с.
14. Геология и геохимия марганца. М.: Наука, 1962. 236 с.
15. Головкин В.А. К вопросу о теории осадочного рудогенеза марганца // Литология и полез. ископаемые. 1985. № 5. С. 121-128.
16. Гордеев В.В., Демина Л.Л. Прямые наблюдения за гидротермами на дне Тихого океана (Галапагосская активная зона, депрессия Хесса) // Геохимия. 1979. № 6. С. 902-917.
17. Дзюценидзе Г.С. Влияние вулканизма на образование осадков. М.: Недра, 1965. 183 с.
18. Дзюценидзе Г.С. Геологические условия формирования марганцевых месторождений Чиатуры и Квирильской депрессии // Новые данные по марганцевым месторождениям СССР. М.: Наука, 1980. С. 62-69.

19. Д ю-Т о й т А. Геология Южной Африки: Пер. с англ. М.: Изд-во иностр. лит., 1957. 362 с.
20. Карта тектонического районирования юга СССР. М.: Г.П.К., 1974.
21. К и р п а л ь Г.Р. Формационно-генетический и эволюционно-геохронологический ряды геологически-промышленных типов месторождений бокситов // Сов. геология. 1983. № 8. С. 29-40.
22. К р и в ц о в А.И. Мезозойские и кайнозойские бокситы СССР, их генезис и промышленное значение. Л.: Недра, 1969. Ч. 2. 244 с.
23. Д и с и ц ы н А.П., Г о р д е е в В.В., Д е м и н а Л.Л., Л у к а ш и н В.В. Геохимия марганца в океане // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 3. С. 3-29.
24. Марганцевое рудообразование на территории СССР. М.: Наука, 1984. 293 с.
25. М ө й н а р д Дж. Геохимия осадочных рудных месторождений: Пер. с англ. М.: Мир, 1985. 357 с.
26. М и л а н о в с к и й Л.Б. Рифтовые зоны континентов. М., Недра, 1976. 253 с.
27. М с т и с л а в с к и й М.М. О происхождении и морфологическом типе майкопского бассейна юга СССР // докл. АН СССР. 1972. Т. 202, № 5. С. 1151-1154.
28. М с т и с л а в с к и й М.М. Геолого-геохимические особенности олигоценых марганцеворудных накоплений на юге СССР // Изв. вузов. Геология и разведка. 1983. № 6. С. 64-72.
29. М с т и с л а в с к и й М.М. Марганцеворудные эпохи и их связь с глобальной тектоникой // марганцевое рудообразование на территории СССР. М.: Наука, 1984. С. 13-21.
30. М с т и с л а в с к и й М.М. О брекчиях сводово-тектонического доламывания (деструкции) на марганцеворудных месторождениях // Докл. АН СССР. 1984. Т. 275, № 3. С. 700-703.
31. М с т и с л а в с к и й М.М. Существуют ли в природе "классические-осадочные месторождения марганца Чиатурского типа?" // Геология руд. месторождений. 1985. № 6. С. 3-16.
32. М с т и с л а в с к и й М.М., К о ч е н о в А.В. Об условиях образования скоплений остатков рыб в майкопских отложениях // Изв. вузов. Геология и разведка. 1961. № 3. С. 3-15.
33. М с т и с л а в с к и й М.М., П о т к о н е н Н.И., Т а б а г а р и Д.В. О рудоподводящем канале Чиатурского месторождения марганца // Геология руд. месторождений. 1984. № 2. С. 68-76.
34. Никопольский марганцеворудный бассейн. М.: Недра, 1964. 535 с.
35. Новые данные по марганцевым месторождениям СССР. М.: Наука, 1980. 243 с.
36. П а н ч е н к о Н.А. Минералого-петрографическая и геохимическая характеристика и условия формирования марганцевых руд Грушевско-Басанского участка Никопольского бассейна: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. днепропетровск, 1975. 30 с.
37. П о г р е б н о й В.Т. Новый генетический тип марганцевых руд на Украинском щите // докл. АН СССР. 1978. Т. 241, № 3. С. 670-673.
38. П о т к о н е н Н.И., М с т и с л а в с к и й М.М. Новые данные об алаксандрии Чиатурского месторождения марганца // Изв. вузов. Геология и разведка. 1986. № 6. С. 49-53.
39. Р о ж н о в А.А. Сравнительная характеристика марганцевых месторождений атаксуиского и никопольско-чиатурского типов // Геология и геохимия марганца. М.: Наука, 1982. С. 116-121.
40. Р о й С. Месторождения марганца: Пер. с англ. М.: Мир, 1986. 519 с.

41. Современное гидротермальное рудоотложение. М.: Мир, 1974. 318 с.
42. Соколов В.А. Закономерности образования вулканогенно-осадочных марганцевых руд // Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. М.: Наука, 1968. Т. 2. С. 154-192.
43. Соколов В.А. Марганценоность вулканогенно-осадочных формаций. М.: Наука, 1982. 193 с.
44. Столяров А.С. Случай некомпенсированного прогибания в условиях молодой платформы в олигоцене джунго мангышлака // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1961. Т. 36, № 5. С. 55-78.
45. Страхов Н.М., Штеренберг Л.Б., Калининко В.В., Тихомирова Е.С. Геохимия осадочного марганцеворудного процесса. М.: Наука, 1968. 495 с.
46. Усталов В.В. Структуры, формации и марганценоность Бороговского прогиба (Шнигский край): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Москва, 1982. 18 с.
47. Чернышев Л.В., Иванова Г.Ф., Гелетий В.Ф. К геохимии марганца в гидротермальном процессе // Геология и геохимия марганца. М.: Наука, 1982. С. 171-181.
48. Шатский Н.С. О марганценосных формациях и металлогении марганца // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1954. № 4. С. 3-37.
49. Яншин А.Л., Басенция Л.А., Филипенко А.И., Елезингер А.Е. Новые данные о времени образования глубоководной Черноморской впадины // Докл. АН СССР. 1980. Т. 253. № 1. С. 223-227.
50. Beukes N.I. Sedimentology of the proterophytic Kalahari manganese deposit, Transvaal supergroup, South Africa // Тез. докл. 27-го Междунар. геол. конгр. М.: Наука. Т. 6. С. 32-33.
51. Bouladon J., Jouravsky G. Manganese. Géologie des gites minéraux marocains // Dans: XIX Congrès géologique international Monographies regionales, 3e ser., Maroc. N 1. Rabat. 1952.
52. Edmond J.M., Damm K.L. von. Formation of metalliferous deposits at ridge crests // Тез. докл. XXII Междунар. геол. конгр. М.: Наука. Т. 3. С. 24-25.
53. Frakes L.A., Bolton B.R. Origin of manganese giants: sea-level change and anoxic-oxic history // Geology. 1984. Vol. 12. P. 83-86.
54. Klinkhammer G., Bender M., Weiss R.F. Hydrothermal manganese in the Galapagos Rift // Nature. 1977. Vol. 269. N 5626. P. 96-112.

УДК 553.061.12/.17:553.32

И.М. Варенцов

О ГЛАВНЫХ ПРОБЛЕМАХ В ПОЗНАНИИ ГЕНЕЗИСА
МАРГАНЦЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Познание генезиса марганцевых, железо-марганцевых месторождений имеет кардинальное значение как для более полного понимания эволюции земной коры, так и для разработки поисковых критериев и перспективных оценок регионов на эти виды минерального сырья.

Исследование генетических проблем может проводиться по трем основным направлениям.

1. Создание крупных обзоров, отражающих достижения в определенных областях геологической науки и практики за последние десятилетия и вскрывающие прогресс в наиболее перспективных направлениях. Необходимость таких работ, подводящих итоги за относительно продолжительные

интервалы времени, представляются крайне важной для широких кругов геологов-практиков [18]. Особое место в таких работах может занять рассмотрение истории развития известных научных идей, например, дискуссии "нептунистов" и "плутонистов", сторонников решающей роли микроорганизмов и неорганического генезиса марганцевых руд, приверженцев и оппонентов **мобиллистских геодинамических концепций** и др.

2. Оригинальные исследования геохимии, минералогии структурно-тектонических аспектов геологии марганцевых месторождений, в которых нередко выдвигаются новые идеи. Эти исследования, как правило, выполняющиеся с использованием самых новейших методов исследования имеют непреходящую общенаучную ценность. Значение таких работ заключается не только в том, что они знаменуют появление новых научных направлений, но и в том, что публикация результатов исследований этого типа стимулирует концентрацию усилий на магистральных, перспективных направлениях и создание условий для разработки новых идей и методов их внедрения в общенаучную практику.

3. Новые данные по региональным и глобальным аспектам марганцевых месторождений на континентах и в Мировом океане являются крайне необходимыми для создания фактографической основы многих теоретических концепций и широких гипотез рудообразования. Например, ряд положений современной геодинамики на континентах и плитной тектоники в Мировом океане нуждаются для лучшего понимания процессов формирования минеральных, в частности марганцевых месторождений, в более тщательно исследованных новых фактических данных. Последние будут способствовать не только проверке этих гипотез, но и их дальнейшему развитию.

Недостаток или весьма ощутимый дефицит подобной информации серьезно замедляет дальнейший прогресс ряда областей рудной геологической науки и практики, что с очевидностью приводит к резкому снижению темпов выявления, открытия минеральных ресурсов, в частности марганцевых руд.

Особое место в этих исследованиях принадлежит изучению геологии и геохимии океана. Открытие грандиозных месторождений руд марганца, железа и ассоциирующих металлов, выявление колоссальных накоплений металллоносных осадков в активных, осевых зонах океана позволило углубить наши познания главных процессов рудообразования и усовершенствовать методы исследования. Полученные данные были также использованы для создания новых представлений и позволили на качественно иной основе интерпретировать прежние идеи о процессах формирования марганцевых месторождений в пределах континентальных блоков. Примером успешного решения некоторых из этих вопросов является угасание некогда острых дискуссий, продолжавшихся до 1950-х годов между приверженцами теорий плутонизма и нептунизма в рудообразовании. Красноречивой иллюстрацией развития плодотворной концепции может быть эволюция представлений К. В. Гюмбеля, высказанных более ста лет тому назад. На основании детальных исследований геологии и минералогии марганцевых

месторождений, в частности накоплений Fe, Mn конкреций в юрских отложениях Баварии, Альпийского региона и смежных областей, этим исследователем была сформулирована концепция об их гидротермально-осадочном происхождении [19]. Позднее результаты исследований Fe, Mn конкреций и рудоносных осадков Мирового океана, собранных во время экспедиций на научно-исследовательских судах "Челленджер" и "Газелле", а также изучение современных гидротермальных источников, убедили К.В. Гюмбеля в справедливости этих генетических представлений [20].

В настоящее время, когда процессы гидротермально-осадочного Fe, Mn рудообразования достаточно глубоко изучены как в современных, так и в древних бассейнах, а главные их стадии экспериментально промоделированы и теоретически рассчитаны, идеи К.В. Гюмбеля сохраняют свою актуальность.

Современные идеи геодинамики или "новой глобальной геологии", несмотря на их гипотетичность, стимулировали интерес к изучению различных вопросов рудообразования как в активных осевых зонах Мирового океана, на сравнительно стабильных абиссальных плитах, в зонах активных и пассивных океанских окраин, так и в различных типах палеобассейнов, в частности Палео-, Мезо- и Нео-Тетиса, рудоносных бассейнах палеозоя и докембрия. Чрезвычайно важное место в этих исследованиях занимают научные результаты, полученные по Международной Программе Глубокого Океанского Бурения (IODP), позволившие наметить общие положения в эволюции океанских бассейнов и связи их становления с рудообразованием.

Безусловно существенная роль в познании генезиса марганцевых месторождений принадлежит исследованиям фундаментальных механизмов природных процессов рудообразования, в частности минералогическим и геохимическим исследованиям этих явлений. Особенно впечатляющим является прогресс в структурно-кристаллохимических исследованиях минералов руд марганца, железа и других металлов, изучении структуры этих минералов, выполненных с использованием современных достижений квантовой механики, физики твердого тела и химии координационных соединений. Вместе с тем понимание рудообразующих процессов не будет достаточно полным без знания химии металлосодержащих растворов, в частности форм нахождения тяжелых металлов в природных водах и представлений о роли органических веществ и иных биологических факторов. В этой связи большое значение имеют эксперименты, моделирующие природные процессы рудообразования в естественных обстановках: в озерах, океане, в гидротермальных системах. Необходимо учитывать значительные успехи в исследованиях роли микроорганизмов в рудообразовании марганца и железа. Несколько десятилетий назад большинство исследователей резко подразделялись на сторонников либо "биологического", либо "химического" путей формирования железо-марганцевых руд. Эта картина напоминала положение, существовавшее в 70-х годах прошлого века в биологической химии, когда проводилась оживленная дискуссия между И. Либихом и Л. Пастером о приро-

де энзимов (ферментов). Дискуссии стимулировали проведение активных исследований, которые при использовании достижений химии и химической кинетики того времени показали, что ферментативные процессы (биокатализ) являются разновидностью химических каталитических реакций; и от последних они принципиально не отличаются.

Проведение широких геологических, в особенности геохимических, исследований в настоящее время малоэффективно без применения компьютеров и соответствующих программ. Использование компьютеров – не просто удобный прием, ускоряющий обработку крупных массивов информации, новые методы позволяют решать задачи, которые без их применения казались ранее принципиально неразрешимыми. Совершенно очевидно, что эффективность использования компьютеров зависит от качества программ, например многомерного анализа, в которых получаются результаты, адекватно раскрывающие сущность природных явлений. Серьезные успехи, достигнутые в геохимии, химии радиоактивных и стабильных изотопов в изучении рудообразующих процессов, предоставляют исследователям возможность более обоснованно и глубоко решать вопросы генезиса марганцевых руд.

Таковы главные проблемы, системное решение которых может существенно продвинуть наши знания о генезисе марганцеворудных месторождений.

В настоящее время на основании имеющейся информации представляется приемлемой излагаемая ниже общая классификационная схема марганцеворудных месторождений [1, 2, 4, 8, 10, 12, 24]. Совершенно очевидно, что данная схема нуждается в уточнении и совершенствовании в свете высказанных выше положений.

1. Осадочные (марганцевые руды аккумулируются в бассейне седиментации):

1) собственно осадочные (экзогенный источник рудных компонентов: перестроенные коры выветривания, продукты размыва питающей суши; подводное выщелачивание); типичными представителями этого типа являются нижнеолигоценые месторождения Украины (Никопольское, Больше-Токмакское и др.), Грузии (Чиатурское и др.), группа палеоценовых месторождений восточного склона Северного Урала и др. [7, 13]; масштабы рудоносности грандиозны: около 50–75% от запасов марганцевых руд континентов; наибольшую промышленную ценность представляют окисные, окисленные руды, сложенные пиролюзитом, манганитом, минералами из группы псиломелан–криптомелана; в металлургии используются также карбонатные руды (кальциевый родохрозит, манганокальцит);

2) вулканогенно-осадочные (эндогенный источник рудных компонентов: гидротермы, эксгальции и др.); примером данного типа могут быть стратифицированные месторождения марганцевых, железо-марганцевых руд в морской кремнисто-карбонатной толще фаменского возраста, Атасуйский район Центрального Казахстана [6, 9, 11]: характерна ассоциация железо-марганцевого и барит-свинцово-цинкового оруденения; по прогнозным запасам высококачественных бесфосфористых марганцевых руд (около

900 млн т, [9]) находятся на третьем месте в СССР после Никопольско-Чиатурского бассейна; среди марганцевых образований данного типа распространены криптомелан-коронадит-голландитовые, браунитовые, браунит-гаусманитовые руды; в зоне окисления: псиломелановые, псиломелан-вернадитовые [6, 9, II]; в Южной Африке в последние годы разведано вулканогенно-осадочное месторождение Калахари (запасы 7,5 млрд т руды, содержащей более 30 %Mn), Трансваальская Супергруппа, нижний протерозой; руды представлены преимущественно браунитом, в меньшей мере, кутнагоритом, гаусманитом и другими минералами [14].

II. Вулканогенные:

- 1) гидротермальные;
- 2) контактово-метасоматические.

Марганцевые руды I и 2 типов существенного промышленного значения не имеют. Однако в ряде случаев они могут являться фациальными типами в ряду вулканогенных - вулканогенно-осадочных месторождений марганца; например, жильные тела в группе месторождений железо-марганцевых руд Атасуйского района, Центральный Казахстан (см. тип I.2).

III. Метаморфизованные (региональный, контактовый метаморфизм осадочных и вулканогенных рудных накоплений).

Характерными представителями являются месторождения Индии, представленные метаморфизованными докембрискими осадочными образованиями, частично испытавшими обогащение в зоне латеризации: месторождения Саусарской группы марганцеворудного пояса штатов Мадхья Прадеш и Махараштра. Пласты окисных руд (браунит, биксбит, голландит, яacobит) согласно перемежаются с марганцевыми окисно-силикатными породами (гондитами), кристаллическими сланцами, кварцитами, измененными до зеленосланцево-амфиболитовой стадии. В породах Хондалитовой группы пласты окисных марганцевых руд заключены в толщах метаморфизованных до гранулитовой фации (штаты Андхра Прадеш и Орисса). Близкие по типу месторождения известны среди докембриских образований Африканского и Бразильского щитов. Подобные месторождения характеризуются весьма значительными запасами (сотни миллионов тонн [5, 10, 25]).

IV. Коры выветривания:

1) остаточные накопления и продукты их локального переотложения (типа латеритов, глубокого выщелачивания и переотложения). Марганцевые руды этого типа обычно развиты по изначальным бедным марганцевым накоплениям в зоне тропического выветривания: месторождения Западной Африки (Габон-Моанда, Гана-Нзута и др.; Берег Слоновой Кости - Зембугула), Австралии (Грут Эйландт), Бразилии (штаты Амапа, Байа, Моро ду Урукум) и др. Марганцевые руды сложены окисными минералами - криптомеланом, пиролюзитом, манганитом, литиофоритом, нзутитом, тодорокитом. Марганцевые руды отличаются высоким качеством (40,4-57,3 %Mn). Запасы рассматриваемого типа весьма значительны (многие сотни миллионов тонн высококачественных марганцевых руд) [3, 16, 21, 22, 23, 26];

2) инфильтрационные образования.

К данному типу относится значительная часть марганцевых руд месторождения: районов Куруман, Постмасбург на севере Капской провинции КАР. Окисные марганцевые руды (браунит, биксбиит, гаусманит, якобит) локализируются в залежах, выполняющих полости палеокарста в нижней доломитовой свите Трансваальской супергруппы нижнего протерозоя. Марганцевые руды отличаются высоким качеством (более 44%). Запасы составляют около 3 млрд т в пересчете на марганец в руде I5, I7, 24.

Л и т е р а т у р а

1. Б е т е х т и н А.Г. Промышленные марганцевые руды СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1946. 315 с.
2. В а р е н ц о в И.М. О главнейших марганценосных формациях // Осадочные руды железа и марганца. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 119-173. (Тр.; ГИН АН СССР. Вып. 70).
3. В а р е н ц о в И.М. Месторождения марганца Грут Эйландт, Австралия // Геология и геохимия марганца. М.: Наука, 1982. С. 66-83.
4. В а р е н ц о в И.М., Р а х м а н о в В.П. Месторождения марганца // Рудные месторождения СССР. 2-е изд., перераб. и доп. М.: Недра, 1978. Т.1. С. 112-171.
5. Д о р р П. Дж. В.Н. Железистые и связанные с ними марганцевистые формации Бразилии // Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира. Киев: Наук. думка, 1972. С. 103-111.
6. К а л и н и н В.В. Железо-марганцевые руды месторождения Каражал. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 124 с.
7. Никопольский марганцерудный бассейн / Под ред. А.Г. Бетехтина. М.: Недра, 1964. 535 с.
8. Р а х м а н о в В.П. Марганцевые руды // Успехи в изучении главнейших осадочных полезных ископаемых. М.: Наука, 1967. С. 80-100.
9. Р о ж н о в А.А., Б у з м а к о в Е.Н., С е р е д а В.И. и др. Новые данные о геологическом строении железо-марганцевых месторождений Атаусуйского района (Центральный Казахстан) // Новые данные по марганцевым месторождениям СССР. М.: Наука, 1980. С. 158-170.
10. Р о й С. Месторождения марганца. М.: Мир, 1986. 520 с.
11. С а п о ж н и к о в Д.Г., К а в у н В.И., К а л и н и н В.В., Р о ж к о М.И. Особенности распределения железа и марганца на Караджальском месторождении // Геология руд. месторождений. 1961. №4. С. 19-36.
12. С т р а х о в Н.М., Ш т е р е н б е р г Л.Е., К а л и н е н к о В.В., Т и х о м и р о в а Е.С. Геохимия осадочного марганцерудного процесса. М.: Наука, 1968. 495 с. (Тр.; ГИН АН СССР. Вып. 185).
13. Чигатурское месторождение марганца / Под ред. А.Г. Бетехтина. М.: Недра, 1964. 244 с.
14. В е у к е с N.J. Palaeoenvironmental setting of iron formations in the depositional basin of the Transvaal supergroup, South Africa // Iron formations: Facts and problems. Elsevier Publ. Co., Amsterdam, 1983. P. 131-209.
15. В о а r d m a n L.G. Further geological data on the Postmasburg and Kuruman manganese ore deposits. Northern Cape Province // Trans. Geol. Soc. S. Afr. 1964. Vol. 11. P. 414-440.
16. В r a z i l ' s important new manganese province // Mining Mag. 1978. Vol. 138, N 3. P. 181.
17. Б л и с о n T.D. Manganese // Mining J. 1983. Annu. rev. P. 67-69.

18. F r e n z e l G. The manganese ore minerals // *Geology and Geochemistry of Manganese*. Vol. 1. General Problems. Mineralogy, geochemistry, methods. Budapest: Publ. House Hung. Acad. Sci. 1980. P. 25-156.
19. G ü m b e l C.W. *Geognostische Beschreibung des Bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes*. Perthes, Gotha; 1861. Bd.1. 950 S.
20. G ü m b e l C.W. *Geologische Bemerkungen über die Thermen von Bormino und das Ortgebirge* // *Sitzungsber. Bayer. Akad. Wiss. Math-phys.* K 1. 1891. Bd 21. S. 79-120.
21. L e c l e r c J., W e b e r F. *Geology and genesis of the Moanda manganese deposits, Republic of Gabon* // *Geology and geochemistry of manganese*. Vol. 2. Manganese deposits on continents. Budapest: Publ. House Hung. Acad. Sci. 1980. P.89-109.
22. *Manganese (World)* // *Miner. Trade Notes*. 1977. Vol.74. N 11. P.14-16.
23. N a h o n D., B e a u v a i s A., B o e g l i n J.-L. et al. *Manganite formation in the first stage of the lateritic manganese ores in Africa* // *Chem. Geol.* 1983. Vol. 40. N 1/2. P. 25-42.
24. R o y S. *Genesis of sedimentary manganese formations processes and products in Recent and older geological ages* // *Geology and geochemistry of manganese*. Vol. 2. Manganese deposits on continents. Budapest: Publ. House. Hung. Acad. Sci. 1980. P. 13-44.
25. R o y S. *Manganese ore deposits of India* // *Ibid.* P. 237-264.
26. S l e e K.J. *Geology and origin of the Groote Eylandt manganese oxide deposits, Australia* // *Ibid.* P. 125-148.

ЛДК 553.061.12/.17:553.44

В.Н.Холодов, Г.А. Бутузова

К ПРОБЛЕМЕ ГЕНЕЗИСА МЕТАЛЛОНОСНЫХ РАССОЛОВ
И СТРАТИФОРМНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ Cu-Pb-Zn
В КРАСНОЦВЕТНЫХ ФОРМАЦИЯХ

Происхождение металллоносных рассолов является важной проблемой, связанной с формированием многих стратиформных месторождений. Между тем генезис этого типа подземных вод не совсем ясен. Одни исследователи объясняют их образование гравитационным разделением ионов воды [55, 56], другие - самодиффузией и гидратацией ионов в условиях повышенных пластовых давлений [48], третьи - поступлением газовых эманаций из глубин планеты [20]; последняя точка зрения эндогенного генезиса металллоносных рассолов, к сожалению, в последнее время нашла много сторонников. Одновременно была высказана и четвертая гипотеза о том, что рассолы представляют собой межкристальную рапу солеродных бассейнов, отделившуюся от солей в результате гравитационного просачивания [3, 9, 36, 53]. На наш взгляд, именно эта гипотеза наиболее правдоподобна.

Действительно, ряд недавно установленных фактов подтверждает чисто экзогенное происхождение металллоносных рассолов как на континентах, так и в океанах.

Прежде всего следует отметить, что распространение соленосных отложений на территории СССР полностью совпадает с областями залегания рассолов. На рис. 1 приведена карта соленосных толщ, составленная М.П. Фивегом и др. [54], а на рис. 2 для сравнения приведена гидрохимическая карта Союза, составленная И.К. Зайцевым [23], на которой выделены области залегания рассолов. Очевидное сходство обеих карт говорит в пользу происхождения рассолов в результате дальнейшего преобразования рапы соленых водоемов прошлого.

Обращает на себя внимание также и то, что изучение изотопов водорода и кислорода, проведенное Р.Н. Клейтоном и др. [68], а также Ю.Б. Селицким и др. [49] в различных частях континентального блока, позволило установить, что в рассолах каждого осадочно-породного бассейна формируются свои изотопные соотношения, отличные от характеристики заведомо гидротермальных вод; эти данные хорошо сопоставимы с анализом закономерностей распределения солей и рассолов [59, 60].

Любопытные материалы были получены недавно в связи с изучением гидротермальных систем мирового океана; казалось бы именно здесь должны быть встречены термальные рассолы эндогенного генезиса. Действительно, в областях с минимальной толщиной земной коры, отвечающих спрединговым зонам, влияние эндогенного фактора проявляется с максимальной интенсивностью — выделяются мантийные газы, отмечаются наиболее высокие значения теплового потока и, наконец, работают мощные рудообразующие системы, ответственные за формирование широкого спектра металлоносных осадков.

Предполагая эндогенное происхождение металлоносных высокоминерализованных хлор-натриевых растворов, естественно ждать их приуроченности к областям рифтогенеза и активной гидротермальной деятельности. Однако анализ данных по основному катионно-анионному составу гидротерм рифтовых зон (табл. I) свидетельствует, что концентрация хлора в растворах находится, как правило, на уровне его содержания в нормальной морской воде. Более того, из работы В.И. Кононова [27], где сведены данные по составу разнообразных термальных вод современных вулканически активных областей мира, следует, что при широком диапазоне концентраций хлора в гидротермах содержание его практически нигде не превышает значения концентрации этого элемента в нормальной морской воде. Исключением являются рассолы, которые развиты в ряде глубоководных впадин Красного моря и в геотермальной системе Солтон-Си, и некоторые "береговые" термы.

В настоящее время происхождение красноморских рассолов обычно связывают с растворением морской водой миоценовых эвапоритов, мощные толщи которых широко развиты в прибортовых частях и на дне рифтовой долины. Возможные процессы формирования рассолов оз. Солтон-Си также рассмотрены в целом ряде работ, в большинстве которых признается экзогенная природа рассолов. Из всех существующих гипотез наиболее правдоподобным и аргументированным нам представляется предположение

В.И. Кононова [27], объясняющего высокую минерализацию растворов проницанием соленых вод оз. Солтон-Си по трещинам и разломам. В Калифорнийском грабене развиты также эвапориты, растворение которых может способствовать возрастанию солености гидротерм. Что касается некоторого повышения минерализации растворов, разгружающихся на суше или в прибрежных, мелководных участках моря, то причиной этого является их частичное выпаривание в очагах разгрузки, происходящее в результате вскипания растворов.

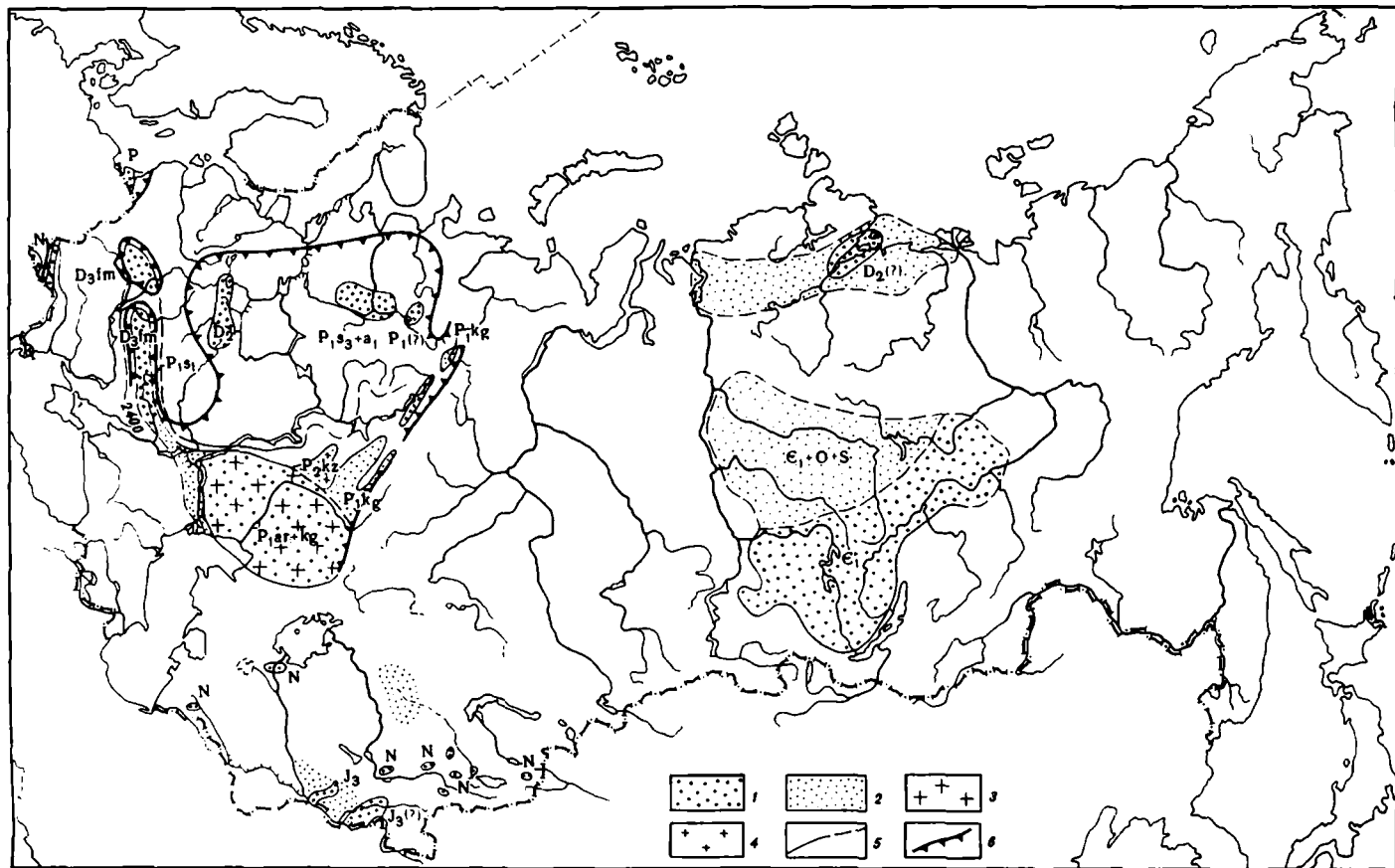
Таким образом, на большом фактическом материале показано, что в пределах глобальной системы рифтовых зон и областей современного вулканизма степень минерализации термальных растворов, за редким исключением, не превышает солености нормальной морской воды.

Из данных табл. I видно также, что во всех изученных термальных растворах независимо от абсолютных концентраций в них Na и Cl величины отношения между ними меняются незначительно и в целом близки к значениям в морской воде. Относительное уменьшение величин отношения Na к Cl в гидротермах Тихого океана и Исландии может быть обусловлено взаимодействием растворов с базальтами, и в частности процессом альбитизации, частично выводящим из раствора натрий. В рассолах впадины Атлантик-II, напротив, значение Na/Cl несколько выше, чем в морской воде, что, вероятно, связано с выпадением в осадок небольших количеств хлоридов металлов, в частности атакамита, обнаруженного нами в осадках впадины Атлантик-II.

Странники глубинного источника хлора в качестве одного из аргументов используют тот факт, что хлор является характерным газовым компонентом вулканических извержений. Действительно, хлор выделяется из магмы при ее дегазации и, несомненно, входит в состав глубинных магматогенных флюидов. Поэтому для оценки его истинной роли в формировании солевого состава современных термальных растворов необходимо оценить количество хлора или его концентрацию, в магматогенных флюидах, что можно сделать с помощью анализа состава вулканических газоконденсатов. Концентрация хлора в газоконденсатах (20 проб) базальтового извержения Большого Толбачика (Камчатка) колеблется от 23,8 до 0,7 г/кг и в среднем составляет 15,82 г/кг, т.е. заметно ниже содержания Cl в нормальной морской воде [40].

Приведенные материалы свидетельствуют о том, что, несмотря на преобладание хлора в водах многих гидротермальных систем и на его постоянное присутствие в газовой составляющей магматических расплавов, эндогенный источник не может быть ответственным за формирование солевого фона термальных растворов (в том числе и высокоминерализованных рассолов), основная часть хлора в них имеет экзогенное, морское происхождение.

Таким образом, анализ данных химического состава субмаринных гидротермальных растворов Мирового океана также говорит о том, что их основной солевой состав формируется в результате взаимодействия морской во-

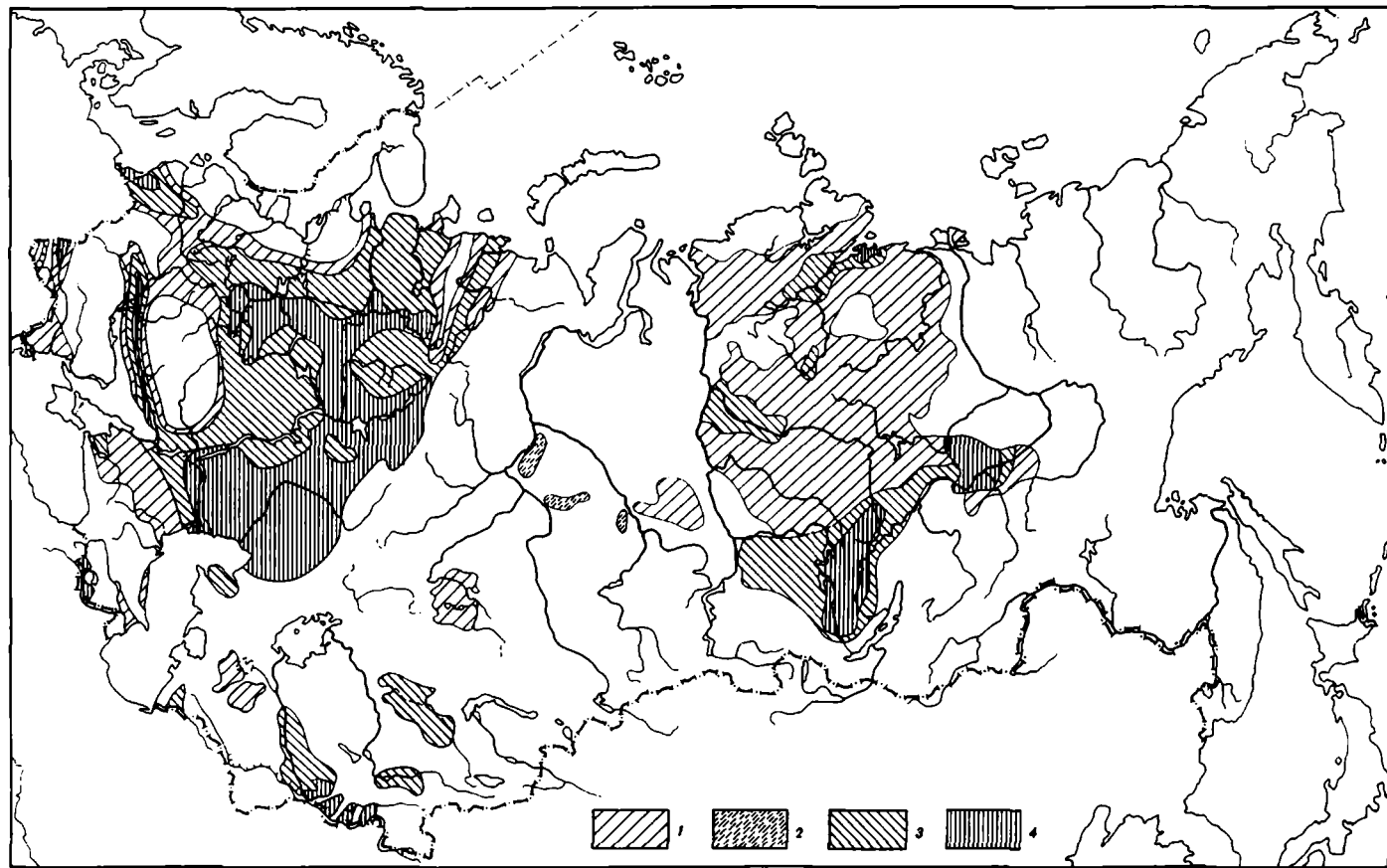


Р и с. 1. Распространение соляных отложений на территории СССР; по [54]

1, 2 - площади распространения пород: 1 - соляных, 2 - предположительно соляных; 3, 4 - каменная соль: 3 - большой мощности, 4 - малой мощности; 5 - изолиния (2400 м) поверхности кристаллического фундамента в европейской части СССР; 6 - граница распространения палеозойских гипсов и ангидритов

место опробования	турный источник	Na	K	Ca	Mg	Cl	SO ₄	Na/Cl
Восточно-Тихоокеанское поднятие (13° с.ш.)	72	10,35	0,93	0,64	Нет	19,49	Нет	0,53
	72	12,7	1,13	2,12	0,08	25,9	0,1	0,49
То же (21° с.ш.)	69	12,88	1,15	2,2	Нет	26,23	Нет	0,49
	71*	9,9	0,97	Не опр.	Не опр.	17,33	Не опр.	0,57
Галапагосская рифтовая зона	69	5,96-11,2	0,73	0,98-1,61	Нет	11,4-21,09	Нет	0,53
П-ов Рейкьянес (Исландия)	64	14,92	2,10	2,32	0,001	28,7	0,04	0,52
	65	11,5	1,71	1,7	0,001	22,68	0,03	0,51
	67	10,4	1,38	1,8	0,008	20,75	0,07	0,50
	67	9,6	1,35	1,53	0,01	19,26	0,03	0,50
Впадина Атлантик-II (Красное море)	8	92,6	1,87	5,15	0,77	156,03	0,84	0,59
Нормальная морская вода	-	10,76	0,39	0,41	1,29	19,35	2,71	0,55

* Состав исходного термального раствора рассчитан по данным конкретных химических анализов для районов сульфидного рудоотложения (T=350°C, pH ~ 3,5)



Р и с. 2. Распространение соляных вод и рассолов с концентрацией более 50 г/л на территории СССР; по [23].
 1 - область развития рассолов с концентрацией 50-100 г/л; 2 - то же предположительно; 3 - области распространения рассолов с концентрацией 100-270 г/л; 4 - области распространения рассолов с концентрацией более 270 г/л

ды с породами, сквозь которые проходят гидротермы, при весьма незначительном участии глубинного вещества. Степень их минерализации связана с общей геологической ситуацией районов гидротермальной активности, а именно с наличием или отсутствием соленосных пород, способных выщелачиваться и повышать общую концентрацию растворов, либо с присутствием высокосолёных поверхностных вод.

Установив тесную генетическую связь между осадочными соленосными отложениями и металлоносными рассолами, можно далее утверждать, что формирование последних осуществляется следующим образом.

Морская вода принадлежит к магниевому подтипу сульфатного типа рассола; при испарении и выпадении в осадок твердых солей, т.е. при развитии обычного эвапоритового процесса в условиях аридного климата, она будет все более приближаться по составу к хлор-магниевым рассолам, причем на первых стадиях этого процесса в солеродных водоемах вместе с твердыми солями обычно захороняются большие объемы маточных растворов. М.Г. Ваяшко [9] было показано, что на галитовой стадии каждый кубический километр отложившихся солей сопровождается захоронением 2 км^3 маточных рассолов с концентрацией 320 г/кг . В тех случаях, когда соленосные толщи красноцветных формаций быстро погружаются вниз, попадают в зону затрудненного обмена и покрываются другими отложениями осадочного чехла, а них осуществляется гравитационное сквозьпластовое вертикальное движение вод с различным удельным весом; тяжелые рассолы просачиваются вниз, легкие воды стремятся вверх. Экспериментально такое гравитационное взаимопроникновение, захватывающее даже труднопроницаемые глинистые толщи, было воспроизведено М.Г. Ваяшко, А.И. Поливановой и И.К. Жеребцовой [10], которые показали что оно осуществляется струями и наиболее интенсивно проявляется в подсоленосных толщах. Здесь, при повышенных температурах, растворы теряют сульфаты магния и происходит замещение магния исходного раствора на кальций твердой фазы; конечным результатом этих преобразований является появление высокоминерализованных хлор-кальциевых вод, которые весьма тесно пространственно и генетически связаны с красноцветными карбонатными толщами [28, 52, 59].

В результате воздействия на карбонатные толщи солеродной рапы в подсолевых отложениях осуществляется интенсивная катагенетическая доломитизация; на возможность катагенетического происхождения доломита в связи с формированием хлор-кальциевых вод указывали В.И. Гуревич [19], А.И. Осипова [44], Ю.С. Кормилец [29], А.А. Махнач [39] и др. В работе Н.К. Власовой [17] было показано, что формирование эпигенетического доломита при температуре $150-300^\circ \text{C}$ и давлении насыщенного пара осуществляется по реакции Мариньяка: $2\text{CaCO}_3(\text{тв}) + \text{MgCl}_2(\text{р-р}) \rightleftharpoons \text{CaMg}(\text{CO}_3)_2(\text{тв}) + \text{CaCl}_2(\text{р-р})$. Любопытно, что метасоматическое замещение кальцита доломитом обычно сопровождается увеличением пористости пород на $10-12\%$, что стимулирует непрерывное развитие процесса [3].

В терригенной части осадочных толщ происходят разнообразные химические реакции, среди которых, однако, отчетливо преобладает обмен магния рассола на кальций породы [59]. По материалам К. Ситтлера, М.В. Пастуховой, М.А. Ратеева, А.Г. Коссовской, В.А. Дрица и Т.Н. Соколовой, здесь формируются Mg-монтмориллонит, Mg-хлорит, минералы группы корренсита (Mg-хлорит - вермикулит), Fe-иллит, тальк и серпентин, палыгорскит и сепиолит.

Экспериментальное исследование взаимодействия хлор-магниевых рассолов с кальциевыми силикатами (воластонит, везувиан, кальциевый плагиоклаз), проведенное Н.К. Власовой [17], позволило доказать, что они, в конечном счете, превращаются в гидромагнезиальные силикаты группы сепиолит-палыгорскит, а также в тахгидрит ($\text{CaCl}_2 \cdot 2\text{MgCl}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) и бишофит ($\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$); иначе говоря, и в этом случае наблюдается переход Mg в твердую фазу и формирование хлор-кальциевых высокоминерализованных рассолов.

Следует подчеркнуть, что хлор-кальциевые рассолы в связи с процессами гравитационно-рассольного катагенеза сами по себе могут представлять промышленный интерес в связи с тем, что в них очень часто обнаруживаются высокие содержания Fe, Mn, Pb, Zn, Cu, Ag, Ba, а также Sr, Li Cs, Br [3, 5, 6, 45, 63, 78].

Обогащение рассолов различными металлами обусловлено, по-видимому, рядом причин.

Прежде всего нужно иметь в виду их высокую агрессивность, особенно проявляющую себя при повышенных температурах и давлениях в зоне затрудненного водообмена. Так, например, в опытах Н.И. Хитарова [57] при взаимодействии хлоридов K, Na и Ca с рудоносными породами при $T=400-600^\circ\text{C}$ и $P=200-300$ атм был получен раствор, содержащий 3-5 г/л свинца. Весьма характерно также, что в присутствии хлоридов щелочных металлов многие рудные компоненты обнаруживают способность к комплексообразованию и образуют хорошо растворимые соединения типа Na_3MeCl_6 или NaMeCl_4 . Типична также избирательная растворимость некоторых элементов в рассолах; эксперименты И.К. Жеребцовой [22] и Н.К. Власовой [17] показали, что существует группа элементов, которые накапливаются в жидкой фазе галогенной системы, так сказать, автоматически, причем концентрация лития, бора, отчасти брома и йода в рассолах осуществляется даже на самых поздних стадиях галогенеза.

Другой, не менее важной причиной формирования металлоносных рассолов является широкое распространение в красноцветных карбонатных формациях, обычно соседствующих с эвапоритами, граувакк, являющихся носителями значительных масс рудных компонентов.

Действительно, еще при обсуждении причины красноцветной окраски Д. Миллер и К. Фолж [73] утверждали, что красные тона появляются только в том случае, если в области сноса разрушаются изверженные, вулканические или метаморфические породы, содержащие магнетит, ильменит

или другие железосодержащие породы. На примере силурийских отложений Вирджинии и пермских толщ шт. Техас (США) цитируемые авторы показали, что в зоне восстановления красноцветов разлагаются обломочный титаномагнетит, ильменит, отчасти биотит, роговая обманка и пироксены; за счет этих минералов осуществляется переотложение Fe в форме гаматита.

Близкой точки зрения придерживался Т. Уолкер [77], который показал, что в зеленовато-серых восстановленных глинистых породах красноцветов содержится лишь 2,5 % валового железа, тогда как в красных его содержание местами превышает 5,8 %.

Характеризуя особенности терригенного осадконакопления аридной зоны, Н.М. Страхов [51, 52] подчеркнул, что элементы автохтонного осадконакопления полностью сочетаются с аллохтонным поступлением материала. Благодаря этому в аридных красноцветных толщах минеральное созревание пород резко падает.

Эта закономерность была проверена А.Г. Коссовской и В.Д. Шутовым [33], которые при сравнении минерального состава граувакк на большом фактическом материале показали, что усиление аридности обычно сопровождается более полным развитием гетерогенных обломков пород; наоборот, преобладание гумидных условий увеличивает зрелость граувакк, что выражается преобладанием в них мономинеральных компонентов – кварца и полевых шпатов.

Если все это так, то приходится думать, что терригенные породы, слагающие карбонатные красноцветные формации, несут в себе значительно большие запасы рассеянных металлов, нежели терригенные породы гумидных отложений, причем в них нередко оказываются сконцентрированными химические элементы, особенно типичные для данной петрографической провинции. Так, например, граувакки пермских красноцветных отложений Приуралья, по данным А.Г. Коссовской и В.Д. Шутова [30–32], оказались существенно обогащены медью и хромом, в песчаниках красноцветов Тянь-Шаня встречены повышенные количества меди и свинца [42], терригенные породы рудоносных красноцветов Вайоминга, по данным Дж. Вайна и Э. Турело [76], содержали концентрации V, Cr, Ni, Co, Th, U и других металлов.

Очевидно, что граувакковые терригенные толщи можно рассматривать как потенциально рудогенерирующие образования или рудоматеринские породы; они еще на стадии осадкообразования концентрируют в себе ряд химических элементов, типичных для данной геохимической питающей провинции, а из-за преобладания в них полиминеральных обломков оказываются крайне неустойчивыми и легко разлагаются в ходе самых разнообразных постседиментационных геохимических процессов.

Итак, эвалоритовые залежи, металлоносные высокоминерализованные рассолы, красноцветные карбонатные формации и граувакки представляют собой определенное парагенетическое сообщество, отражающее ареал развития аридного климата, предопределяющего их формирование.

В условиях того же аридного осадкообразования формируются стратиформные месторождения Cu, Pb, Zn, что было довольно отчетливо показано в

работах Н.С. Шатского, Н.М. Страхова, В.М. Попова, В.И. Смирнова, У.А. Асаналиева, Л.Ф. Наркелюна, А.И. Трубачева, А.М. Лурье, И.В. Югданова и многих других исследователей.

В чем же заключается главная причина концентрации сульфидных скоплений именно в красноцветных карбонатных формациях?

В красноцветных толщах наряду с металлоносными рассолами широко распространены черные сланцы, газонефтяные месторождения и залежи сероводорода; все эти образования являются потенциальными геохимическими барьерами, способными восстанавливать и осаждать многие рудные металлы.

Ассоциация карбонатных красноцветных формаций с черными сланцами была описана в работах Н.М. Страхова [52], С.М. Корневского [28] и ряда других исследователей, хотя причины, вызывающие это сонахождение, до конца не ясны. По мнению В.Л. Хрусталева, современные осадки внутриконтинентальных морей типа Азовского или Аральского всегда несколько обогащены рассеянным органическим веществом в связи с высокой биологической продуктивностью этих водоемов [62]. По С.М. Корневскому, "... массовое накопление органического вещества отмечается в аридных морях нормальной солености, особенно в бухтообразных участках шельфа. Впоследствии здесь происходит засоление: поэтому богатыми органикой и битумами оказываются подсолонные отложения" [28, с. 179]. Так как в солеродных отложениях при солености воды в 10–20 % количество органического вещества обычно незначительно по сравнению с нормальной морской водой [52], имеются все основания считать, что следы массовой гибели организмов, и прежде всего планктона, обычно ассоциируются с солеродными толщами в красноцветах.

Действительно, нижнекембрийские галогенные формации Сибирской платформы окаймляются близкими по возрасту сланцеватыми мергелями, доломитами и известняками, содержащими повышенные количества органического вещества [24].

В девонских солеродных отложениях Припятской впадины широко развиты горючие сланцы и доманкиты [34]. Огромные скопления морских битуминозных сланцев известны в аридных областях девонских отложений США [52].

С галогенными отложениями пермского возраста ГДР, ПНР и ряда других районов Европы постоянно ассоциируются битуминозные сланцы; в рудных районах Мансфельд, Зангерхаузен и Рихельсдорф они содержат концентрации $Cu-Pb-Zn$ [14]. Совместно с пермскими эвапоритами Приуралья залегают абдуллинские бентогенные и юрезанские планктоногенные сланцы, детально описанные Н.М. Страховым [52].

В юрских отложениях Кавказа с солеродными толщами связаны планктоногенные черные сланцы [35]; сходные парагенетические ассоциации известны в майкопе, чокраке и сармате Предкавказья [61].

С красноцветными карбонатными толщами очень часто пространственно ассоциируются месторождения нефти и сероводорода.

Газонефтяные месторождения, пространственно и генетически связанные с красноцветными и эвапоритовыми формациями, известны в кембрийских отложениях Сибирской платформы [12], в девоне Припятской впадины и Минусинской котловины [26], а также Мичиганского бассейна, Аппалачей и Восточного внутреннего бассейна США [21], в девонских и пермских отложениях Днепровско-Донецкой впадины [47], в пермокарбоне Приуралья [13, 38], Мичиганского бассейна, Аппалачей и пермского бассейна США [50], в перми Прикаспийской впадины [1], в юрских толщах МНР, а также Амударьинской и Таджикской депрессий [28], в миоцене Предкарпатья, Ферганы, СРР, Италии и КНР [7], в верхнетретичных отложениях Туркмении, Азербайджана и ЧССР [28].

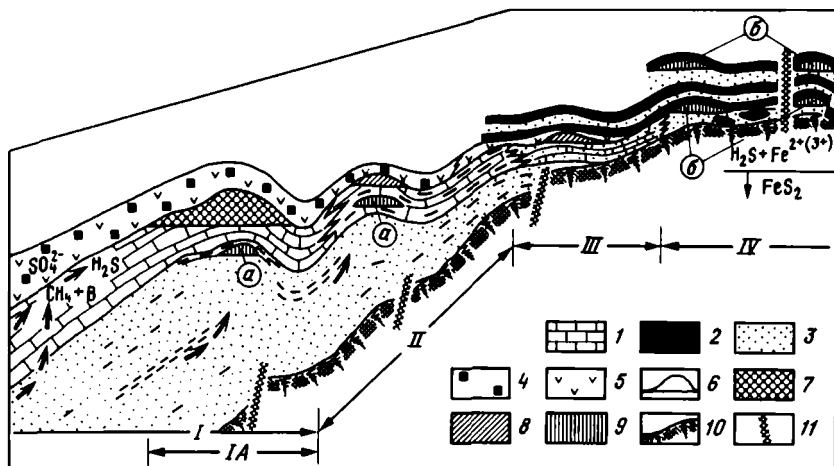
Проблема формирования залежей сероводорода в красноцветных карбонатных и карбонатно-эвапоритовых формациях представляет большой интерес; ей были посвящены исследования В.П. Савченко, Ю.И. Яковлева, Л.А. Анисимова, Э.Э. Лондон, Г.И. Амурского, С.П. Максимова, Н.Б. Ралитова, Г.А. Беленицкой, М.С. Гуревича, О.И. Серебрякова, В.Г. Грушевого, В.В. Семеновича и многих других исследователей.

Типичным примером крупного сероводородсодержащего бассейна может служить Амударьинская впадина, идеализированный разрез которой представлен на рис. 3. Здесь основная масса сероводород-углеводородных газовых скоплений локализована в аридных красноцветных формациях юрского и мелового возраста; они подстилаются вулканогенными, угленосными и красноцветно-терригенными комплексами рэт-юрского возраста, залегающими непосредственно на дислоцированных толщах палеозойского фундамента.

Характерно, что залежи сероводорода образуют наиболее крупные скопления в карбонатных коллекторах киммеридж-оксфорда, которые на широких площадях перекрываются ангидритовой и галитсодержащей покрывкой киммеридж-титона. Газовмещающие карбонатные толщи от центральных частей впадины к ее периферии испытывают существенные фациальные изменения; чистые хемогенные известняки сначала сменяются рифогенными, а затем, уменьшаясь по мощности, переходят в терригенно-карбонатные разности и, наконец, выклиниваются. Следует подчеркнуть, что наиболее благоприятными для формирования залежей сероводорода являются рифовые фации зоны I A; как видно из рис. 3, именно к ним приурочены самые значительные скопления сероводородных газов.

Сероводород, как правило, концентрируется в ловушках антиклинального типа, однако литологические особенности карбонатно-терригенных толщ оказывают влияние и на его распределение; местами отмечается повышенное содержание H_2S на контактах различных толщ.

Промышленные содержания H_2S залегают обычно на глубинах от 1-2 до 2-3,6 км; этим глубинам соответствуют температуры 45 - 120 °С и дав-



Р и с. 3. Схема размещения залежей сероводородсодержащих и бессернистых газов в мезозойских отложениях бортовых зон Амударьинского бассейна; по [2]

I - карбонаты J_k-o ; 2 - глины, аргиллиты; 3 - песчаники, алевролиты; 4 - галиты J_k-m-t ; 5 - ангидриты J_k-m-t ; 6 - залежи газа: а - "сингенетично" бессернистого, сформировавшиеся стратиграфически ниже верхнеюрского регионально сероводородсодержащего комплекса, б - "эпигенетично" бессернистого, сформировавшиеся стратиграфически выше или в зонах опесчанивания верхнеюрского регионально сероводородсодержащего комплекса; 7-9 - содержание сероводорода в газе (в %): 7 - более 0,5, 8 - менее 0,5, 9 - отсутствует; 10 - складчатое основание; II - разломы; I-IV литологическая характеристика верхнеюрского (келловей-окофордского) комплекса: I - карбонатный (IA - рифогенный), 97 % $CaCO_3$; II - карбонатный с примесью терригенного материала, 80 % $CaCO_3$; III - терригенно-карбонатный, 50-80% $CaCO_3$; IV - карбонатно-терригенный и терригенный, 50 % $CaCO_3$

ление 7 - 600 МПа. Вблизи от газовых залежей широко распространены высокоминерализованные рассолы хлоркальциевого типа с повышенной концентрацией сульфат-иона и высоким содержанием растворенного органического вещества.

В СССР сероводородные и сероводородно-углеродные залежи известны в красноцветных и карбонатно-галогенных отложениях Урало-Волжского бассейна (пермь), Прикаспийской впадины (пермь), Тимано-Печерской впадины (карбон-пермь), Ферганы (мел-палеоген), Сурхан-Вахшской депрессии (юра-палеоген), Восточного Предкавказья (юра) и Восточной Сибири (кембрий). За рубежом большое промышленное значение имеют Западно-Канадский (Канада), Пермский (США) бассейны, а также бассейн Мексиканского залива (США, Мексика); кроме того, скопления газовой серы были установлены в Северо-Германском (ФРГ, Нидерланды), Ирано-Иракском (Иран) и Индском (Пакистан) бассейнах, выявленных в самое последнее время.

Во всех перечисленных случаях скопления газовой серы постоянно ассоциируются с карбонатно-галогенными сульфатоносными формациями. Поч-

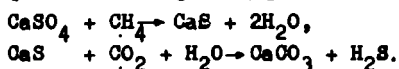
ти всегда эвапоритовые комплексы представляют собой экранирующие отложения, а карбонатные толщи содержат залежи H_2S . Отсутствие скоплений сероводорода в собственно красноцветных терригенных толщах обычно принято связывать с избытком в них реакционноспособного окисного железа, которое, реагируя с H_2S , образует сульфиды, что препятствует формированию промышленных залежей сероводорода [2, 37]. Наоборот, невысокие содержания Fe^{3+} в карбонатных отложениях в сочетании с их значительной пористостью и проницаемостью делают из них прекрасные резервуары сероводорода. Любопытно, что тесную связь H_2S именно с карбонатными породами впервые подчеркнул В.И. Вернадский [16], который считал сероводородные скопления в известняках и доломитах типичными эпигенетическими образованиями, связывая их возникновение с восстановлением сульфатов и образованием горизонтов сероводородных вод.

Другая особенность сероводородных бассейнов заключается в том, что они представляют собой тектонические впадины с эллизионным режимом, а залежи газа в них обычно встречаются на больших глубинах (до 4-5 км), при высоких температурах и давлениях ($T = 140-150^\circ C$, $P = 600$ МПа). При таких термобарических показателях микробиологическая деятельность бактерий, теоретически говоря, полностью исключается. Действительно, как это отметили Г.А. Беленицкая и М.С. Гуревич "... присутствие сульфатредуцирующих бактерий или другой активной микрофлоры в пластовых водах сероводородных комплексов не отмечалось ни в одном бассейне" [4. С. 122].

Генезис сероводородных залежей в красноцветных формациях принято связывать с четырьмя наиболее вероятными источниками: 1) абиогенным восстановлением сульфатной серы эвапоритовых формаций органическим веществом жидких и газообразных углеводородов; 2) абиогенным восстановлением сульфатов подземных вод жидкими или газообразными углеводородами; 3) выделением H_2S из трансформируемого РОВ глин эллизионных бассейнов; 4) выделением H_2S из преобразующихся нефтяных залежей.

Химическое взаимодействие сульфатов вод с углеводородами в качестве важного фактора формирования катагенного сероводорода давно было выдвинуто еще В.И.Вернадским [15, 16]. Позднее Е.С. Бастин [66] отметил, что при температуре около $700^\circ C$ метан может вступать в реакцию с сульфатом кальция, восстанавливая его до сульфида и гипосульфита.

Эксперименты С.М. Григорьева [18] показали, что при температуре $100-150^\circ C$ в автоклаве за счет воднорастворимых сульфатов и углеводородов образуется сероводород, что, в сущности, подтвердило двухстадийную реакцию Энглера-Тэфера



Опыты С.М. Григорьева казались некоторым исследователям недостаточно убедительными в связи с тем, что в реактор, помимо главных реагентов,

им помещались активные осадители H_2S , которые могли способствовать смещению равновесия в сторону образования сероводорода.

Позднее эксперименты по химическому восстановлению сульфатов проводил Х. Сакаи [74], который показал, что при температуре $500^\circ C$ в присутствии метана вся масса сульфатов восстановилась полностью.

В экспериментах В.Ж. Толанда [75] при $T = 300-350^\circ C$ и $P = 20$ атм насыщенные и ненасыщенные углеводороды окислялись растворенными в воде сульфатами за $1-2$ ч, а в результате этого процесса в автоклаве возникали сероводород и элементная сера.

Термодинамический анализ системы сульфат-ион - метан, проведенный Г.И. Амурским и др. [2], позволил утверждать, что взаимодействие метана с сульфат-ионом в водной среде энергетически обеспечено уже при температурах, превышающих $23^\circ C$, причем с увеличением температуры возрастает вероятность самопроизвольного протекания реакций Энглера-Гефера или их скорость. Исходя из экспериментальных данных, эти исследователи определили минимальный температурный порог процесса в $100-150^\circ C$ и показали, что большинство сероводородных залежей в карбонатно-эвапоритовых комплексах, имеющих промышленное значение, и в СССР и за рубежом связаны именно с этим температурным интервалом (Семан-Тепе, Уртабулак, СССР; Лак, Франция; Баренбург, Букхорст, Джж, ФРГ и др.).

Абиогенный механизм образования H_2S за счет сульфатов красноцветных формаций подтверждается изучением изотопов серы; как хорошо показали Г.А. Беленицкая и М.С. Гуревич [4] на примере Амударьинского, Аквитанского, Урало-Волжского и Западно-Канадского бассейнов, изотопный состав серы сульфатов вмещающих пород, подземных вод, а также сероводорода подземных вод и газовых залежей обычно оказывается чрезвычайно близким.

Другим геохимически возможным вариантом формирования сероводорода в области высоких термодинамических показателей зоны катагенеза является термokatалитическое разложение рассеянного органического вещества (РОВ). Оно, по-видимому, впервые проявляет себя достаточно интенсивно при погружении глинистых пород на глубины порядка $1-2$ км, где генерируется до 14% H_2S от всего РОВ этого этапа; в дальнейших процессах катагенеза генерируемая сероводородная составляющая постепенно уменьшается. Согласно подсчетам С.Г. Неручева и др. [43], только $3,1\%$ РОВ преобразуется в сероводород на стадии катагенеза.

Следует отметить, что подсчеты эти весьма приближены. В работах Г.А. Амурского и др. [2], применявших к оценке баланса РОВ ряд формул В.А. Успенского, эта величина изменилась и достигла значений в $3,7-6,8\%$.

Не следует полностью исключать возможность формирования абиогенного сероводорода за счет разложения сернистых нефтей; этот процесс, однако, гораздо чаще реализуется в песчаных и карбонатных пластах-

коллекторах. Обычно этот путь образования связывают с широким распространением сернистых нефтей [25], либо ссылаются на экспериментальное получение сероводорода из сернистых нефтей путем их нагревания до 160–180 °С [41, 46].

Термодинамические расчеты показывают, что взаимодействие нефти и сульфатов вод в принципе также может привести к выделению сероводорода. Однако эксперименты Х.В. Фили и Дж. Л. Калпа [70] показали, что нефть обычно кинетически слабо активна и не окисляется такими слабыми окислителями, как сульфаты. Действительно, при взаимодействии нефти с раствором сульфата, по данным этих авторов, при 100 °С в течение 81 дня не было обнаружено даже следов H_2S .

Более реальный путь сероводородообразования был обоснован опытами Н.Б. и Р.Б. Валитовых [11]. Эти исследователи осуществили взаимодействие легких фракций нефти и самородной серы при высоких температурах в присутствии карбонатов, которые служили катализаторами реакции. Оказалось, что при низких температурах сера легко растворяется в легких углеводородах, вступая с ними в химическую связь, тогда как при нагревании выше 130 °С начинает выделяться газообразный H_2S .

В красноцветных сульфатно-карбонатных толщах могут реализоваться все упомянутые выше возможные пути формирования H_2S и, в конечном счете, после этапа вертикальной и латеральной миграции, этот весьма активный восстановитель и концентратор способен накапливаться в ловушках, формируя залежи и скопления различного масштаба.

Итак, мы попытались показать, что влияние аридного климата на образование красноцветных карбонатных формаций сказывается в том, что в них возникают чрезвычайно контрастные геохимические образования. С одной стороны, благодаря соседству морских эвапоритовых залежей и граувакковых терригенных образований здесь легко формируются металлоносные хлоридные рассолы, содержащие повышенные количества Cu , Pb , Zn , Mo , Re , U , Se и ряда других элементов. С другой стороны, с красноцветными толщами часто ассоциируются черные или горючие сланцы, нефтяные залежи и сероводородные скопления, представляющие собой весьма активные геохимические экраны, способные на разных этапах восстанавливать и концентрировать рудные компоненты.

Само по себе соседство металлоносных растворов и разнообразных восстановителей не всегда и не сразу приводит к развитию стратиформного рудообразования. Дело прежде всего определяется тем, что металлоносные рассолы обычно гидродинамически весьма пассивны; их вертикальные перемещения внутри красноцветных толщ сильно ограничены и требуют приложения весьма значительных сил извне.

Катагенетическое стратиформное рудообразование в красноцветных карбонатных формациях может осуществляться двумя путями. Усиление нисходящих тектонических движений и переход всего осадочно-породного бассейна в стадию катагенеза может привести к резкому изменению пласто-

ных давлений на больших глубинах и выжиманию рассолов по пластам-коллекторам и зонам разломов. Тот же эффект достигается и при усилении тектонических поднятий, внедрении интрузивных масс, складчатости и формировании систем нарушений; изменение термобарического режима вновь будет благоприятствовать усиленной миграции рассолов из недр [60].

Таким образом, формирование стратиформных полиметаллических месторождений красноцветных формаций обусловлено главным образом взаимодействием термальных металлоносных рассолов с ассоциирующими с ними различными восстановителями (скопления сероводорода, залежи нефти и газа, богатые S_{org} сланцы).

Следует подчеркнуть, что активность восстановителей существенно увеличивается в условиях высоких температур и давлений, характерных для глубоких частей осадочно-породных бассейнов. Еще раз отметим, что рудообразующие рассолы как на континентах, так и в океанах пространственно и генетически связаны с эвапоритовыми толщами и имеют экзогенное происхождение.

Л и т е р а т у р а

1. Айзенштадт Г.Е., Неволин Н.В., Эвентов Я.С. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Днепровско-Донецкой впадины // Региональные и структурные проблемы геологии нефти: Междунар. конгр., XXI сес. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 3С-4С.
2. Амурский Г.И., Гончаров Э.С., Жабров И.П., Соловьев Н.И. Происхождение сероводородосодержащих природных газов нефтегазоносных бассейнов // Сов. геология. 1977. № 5. С. 56-68.
3. Басков Е.А. Минеральные воды и палеогидрогеология Сибирской платформы. М.: Недра, 1977. 146 с.
4. Беленяцкая Г.А., Гуревич М.С. Месторождения сероводородной серы // Прогнозирование месторождений полезных ископаемых при региональных геологических исследованиях. Л.: Наука, 1973. С. 186-191.
5. Бишофф Дж. Осадки гидротермальных рассолов Красного моря (минералогия, химизм и генезис) // Современное гидротермальное рудоотложение. М.: Мир, 1974. С. 117-133.
6. Бойко Т.Ф. Распределение редких элементов в галогенных отложениях // Докл. АН СССР. 1966. Т. 171, № 2. С. 457-460.
7. Бойко Т.Ф. Распределение редких и некоторых галофильных элементов в водах конечных бассейнов стока // Литология и полез. ископ., 1968. № 6. С. 37-54.
8. Брвер П., Спенсер Д. Замечания о химическом составе термальных рассолов Красного моря // Современное гидротермальное рудоотложение. М.: Мир, 1974. С. 70-76.
9. Вальяшко М.Г. Генезис рассолов осадочной оболочки // Химия земной коры. М.: Наука, 1963. Т. 1. С. 253-277.
10. Вальяшко М.Г., Поливанова А.И., Жеребцова И.К. Экспериментальное исследование перемещения растворов разного удельного веса в пористых породах в связи с вертикальной гидрхимической зональностью // Геохимия. 1963. № 3. С. 312-329.
11. Вальтов Н.Б., Вальтов Р.Б. Роль температурного фактора в формировании сернистых нефтей и катагенного сероводорода в

- карбонатных коллекторах (экспериментальное исследование) // Там же. 1975. № 9. С. 168-205.
12. Васильев В.Г., Тихомиров Ю.П., Чепиков К.Р. Геологическое строение и нефтегазоносность восточной части Сибирской платформы // Региональные и структурные проблемы геологии нефти: Междунар. конгр. XXI сес. М.: Изд-во АН СССР. 1960. С. 118-129.
 13. Васильев Ю.М. Геологическое строение Прикаспийской впадины и закономерности распространения нефти и газа в ее недрах. М.: Недра, 1967. 220 с.
 14. Веддеполь К.Г. Геохимическое и петрографическое исследование "медистого сланца" в Северо-Западной Германии // Химия земной коры. М.: Наука, 1964. Т. 2. С. 398-415.
 15. Вернадский В.И. Сероводород в земной коре // Природа. 1915. № 7-8. С. 941-958.
 16. Вернадский В.И. О сероводороде в известняках и доломитах // Изв. АН. 1917. № 16. С. 1379-1388.
 17. Власова Н.К. Экспериментальное изучение процесса метаморфизации растворов морского галогенеза карбонатами и силикатами кальция: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.; 1976. 22 с.
 18. Григорьев С.М. О связи между составом и свойствами горючих газов // Тр. ИГи АН СССР. 1954. Т. 3. С. 41-51.
 19. Гуревич В.И. О метаморфизме подземных вод в процессах катагенеза // Геология и геохимия. М.: Госгостехиздат, 1960. С. 58-79.
 20. Дерпгольц В.Ф. Гидросфера и хлор // Литология и полез. ископаемые. 1963. № 3. С. 43-57.
 21. Еременко Н.А., Ульянов А.В. Нефтегазоносные толщи мира, их особенности и распространение // Региональные и структурные проблемы геологии нефти: Междунар. конгр. XXI сес. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 13-19.
 22. Жеребцова И.В. Закономерности поведения редких и рассеянных элементов в процессе стужения морской воды и особенности их распространения в природных рассолах. Автореф. дис. канд. геол.-минерал. наук. М., 1969. 35 с.
 23. Зайцев И.К. и др. Гидрохимическая карта СССР и объяснительная записка к ней. М.: Госгеолтехиздат. 1958.
 24. Зеленов К.К. О нижнекембрийских морских битуминозных породах северного склона Алданского массива // Тр. ИГи АН СССР. Сер. геол. 1955. Вып. 155. №66. С. 3-182.
 25. Карцев А.А. Основы геохимии нефти и газа. М.: Недра, 1978. 150 с.
 26. Клиточенко И.А., Хохлов П.С., Червинская М.В. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Днепровско-Донецкой впадины // Региональные и структурные проблемы геологии нефти: Междунар. конгр. XXI сес. М.: Изд-во АН СССР. 1960. С. 40-53.
 27. Кононов В.И. Геохимия термальных вод областей современного вулканизма (рифтовых зон и островных дуг). М.: Наука, 1988. 212 с.
 28. Корневский С.М. Комплекс полезных ископаемых галогенных формаций. М.: Недра, 1973. 298 с.
 29. Кормилец Ю.С. О количественной гидрогеохимической оценке степени доломитизации карбонатных пород в зоне катагенеза // Литология и полез. ископаемые. 1976. № 4. С. 133-138.

30. Коссовская А.Г., Шутлов В.Д. О корреляции зон регионального эпигенеза и литогенеза в терригенных и вулканогенных породах // Докл. АН СССР. 1961. Т. 139, № 3. С. 377-380.
31. Коссовская А.Г., Шутлов В.Д. Фации регионального эпигенеза и литогенеза // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1963. № 7. С. 3-18.
32. Коссовская А.Г., Шутлов В.Д. Проблема эпигенеза // Эпигенез и его минеральные индикаторы. М.: Наука, 1971. С. 2-12.
33. Коссовская А.Г., Шутлов В.Д. Минеральные парагенезы граувакк, их климатическая специфика и связь с полезными ископаемыми // Граувакки. М.: Наука, 1972. С. 323-333.
34. Котлуков В.А. Горючие сланцы Белорусской ССР // Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. М.: Недра, 1968. Т. 2. С. 32-61.
35. Кузнецов И.Г. Месторождения битуминозных известняков Калкирии // Изв. Геолкома. 1928. Вып. 47, № 8. С. 110-138.
36. Лебедев В.И. Энергия гидратации, ионный обмен и принципы образования существенно хлор-кальциевых глубинных вод // Проблемы геохимии. М.: Недра, 1965. С. 237-243.
37. Лондон Э.Е. Некоторые особенности формирования состава природных сероводородосодержащих газов в карбонатно-эвапоритовых образованиях // Генезис углеводородных газов и формирование месторождений. М.: Наука, 1977. С. 111-119.
38. Максимов С.П., Розанов Л.Н., Халтурин Д.С. Условия накопления девонских и нижнекаменноугольных отложений Волго-Уральской области в связи с их нефтегазоносностью // Региональные и структурные проблемы геологии нефти: Междунар. конгр. XXI сес. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 19-22.
39. Махнач А.А. О природе катагенетической доломитизации межселевых девонских отложений севера Припятской впадины // Докл. АН БССР. 1977. Т. 21, № 5. С. 446-449.
40. Меняйлов И.А., Никитина Л.П., Шапарь В.Н. Геохимические особенности вулканических газов // Большое трещинное Толбачинское извержение. М.: Наука, 1964. С. 288-306.
41. Наметкин С.С., Казарновская О.И., Соснина Е.Н. Нефти кавказских месторождений // Нефт. хоз-во. 1934. Т. 9, № 37. С. 55-86.
42. Неймишев М.В. Геохимические ассоциации элементов-примесей в некоторых горизонтах кайнозойской пестроцветной формации Северного Тянь-Шаня // Рассеянные элементы в осадочных формациях Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1967. С. 115-121.
43. Неручев С.Г., Трофимук А.А., Рагозина Е.А. Основные этапы и количественная сторона генерации и эмиграции углеводородов из материнских пород // Генерация углеводородов в процессе литогенеза осадков. Новосибирск: Наука, 1976. С. 161-187.
44. Осипова А.И. О катагенных изменениях нефтеносных карбонатных пород // Химия земной коры. М.: Наука, 1964. Т. 2. С. 415-428.
45. Павлов Д.И. Магнетитовое рудообразование при участии экзогенных хлоридных вод. М.: Наука, 1975. 245 с.
46. Плюснин Н.Н., Никонова А.И., Спасский Е.А. К проблеме устойчивости шимбаевских нефтей // Нефт. хоз-во, 1939. Т. 46, № 2. С. 11-28.
47. Савченко В.П. Об образовании свободного водорода в земной коре, обусловленного восстановительным действием продуктов радиоактивного превращения изотопов // Геохимия, 1968. № 1. С. 1-14.
48. Самойлов О.Я., Соколов Д.С. О возможных причинах вертикальной гидрохимической зональности артезианских вод // Изв. АН СССР. Отд-ние хим. наук. 1957. № 3. С. 72-81.

49. Селицкий Ю.И., Поляков В.А., Якубовский А.В., Исаев Н.В. Генезис сверхкрепких хлоридно-кальциевых рассолов Аптаро-Ленского артезианского бассейна по данным спектротметрических определений дейтерия и O^{18} // Бюл. МОИП. Л.с. 1973. Т. 46, вып. 4. С. 140-141.
50. Слосс Д.Л. Связь первичных эвапоритовых отложений с нефтеносностью // Материалы У Международ. нефт. конгр. М.: Наука, 1961. С. 120-150.
51. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. I. 200 с.
52. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1962. Т. 3. 531 с.
53. Страхов Н.М. Турение на дне океанов и его значение для познания последнейского литогенеза // Литология и полез. ископаемые. 1971. № 5. С. 3-21.
54. Фивег М.П. и др. Карта соляных отложений СССР. 1959.
55. Филатов К.В. К вопросу генезиса подземных гравитационных вод депрессий // Материалы к познанию геологического строения СССР. М.: МОИП, 1947. Вып. 8 (12). С. 69-99.
56. Филатов К.В. Гравитационная гипотеза формирования химического состава подземных вод платформенных депрессий. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 206 с.
57. Хитаров Н.И. Вопросы формирования гидротермальных растворов // Тр. Лаб. вулканологии АН СССР. 1961. Вып. 19. С. 34-44.
58. Хитаров Н.И., Малинин С.Д. О равновесных фазовых отношениях в системе $H_2O - CO_2$ // Геохимия. 1958. № 7. С. 678-679.
59. Холодов В.Н. Новое в познании катагенеза // Литология и полез. ископаемые. 1962. № 3. С. 3-22; № 5. С. 3-27.
60. Холодов В.Н. Условия образования и вторичные изменения красноцветных формаций как факторы формирования стратиформного оруднения // Формации осадочных бассейнов. М.: Наука, 1986. С. 14-37.
61. Холодов В.Н., Недумов Р.И. Роль органического вещества на ранней стадии формирования черных сланцев // Седиментология на разных этапах литогенеза. М.: Наука, 1982. С. 135-147.
62. Хрусталев Ю.П. Седиментогенез во внутриконтинентальных морях аридной зоны : Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1986. 40 с.
63. Хрущев Д.П., Байбаков С.А., Галай С.А. и др. Рудообразование, связанное с некоторыми осадочными и наложенными процессами в соленосных бассейнах. Киев: ИТ ФМ АН УССР, 1979. 56 с.
64. Эллис А.Д. Исследование геотермальные системы // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1982. С. 497-530.
65. Arnorsson S., Gunnlaugsson E., Svavars-son H. The chemistry of geothermal waters in Iceland. II Mineral equilibria and independent variables controlling water compositions // Geochim. et cosmochim. acta. 1983. Vol.47. P. 547-552.
66. Vastin E.S. The problem of natural reduction of sulfates // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. N 10, 1926. P. 1281-1299.
67. Bjornsson S., Arnorsson S., Tomasson J. Economic evaluation of Reykjanes thermal brine area, Iceland // Ibid. 1972. Vol. 56, N 12. P. 2380-2391.
68. Clayton R.N., Friedman I., Graf D.L. et al. The origin of saline formation waters. I. Isotopic composition // I. Geophys. Res. 1966. N 71. P. 3869-3882.

69. Edmond G.M., Damm K.L. von, Mc Duff R.E., Measures C.I. Chemistry of hot springs of the East Pacific Rise and their effluent dispersal//Nature. 1982. Vol. 297. P. 187-290.
70. Peely H.W., Kulp J.L. Origin of Gulf Coast salt dome subphur deposits//Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1957. Vol. 41. No. 3. P. 52-83.
71. Janeky D.R., Seyfried W.E. Formation of massive sulfide deposits on oceanic ridge: incremental reaction models for mixing between hydrothermal solutions and seawater //Geochim. et cosmochim. acta, 1984, Vol. 48. N 12. P. 2723-2738.
72. Michard G., Albarede F., Michard I.F. et al. Chemistry of solutions from 13° N East Pacific Rise hydrothermal site // Earth and Planet. Sci. Lett. 1984. Vol. 67. N 3. P. 297-307.
73. Miller D.N., Polk K.L. Occurrence of detrital magnetite and ilmenite in red sediments new approach to significance of red beds // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1955. Vol. 39. N 3. P. 31-54.
74. Sakai H. Fractionation of sulfur isotopes in nature// Geochim. et cosmochim. acta. Vol. 12. N 1/2. 1957. P. 150-159.
75. Toland W.G. Oxidation of organic compounds with aqueous sulfate// J. Amer. Chem. Soc. 1960. Vol. 82. P. 156-175.
76. Vine I.D., Tourtelot E.B. Geochemistry of Lower Eocene Sandstones in the Rocky Mountain Region. Wash. (D.C.). 1973. Geol. Surv. Profess. Pap. Vol. 789. 36 p.
77. Walker T.R. Formation of red beds in modern and ancient deserts//Bull. Geol. Soc. Amer. 1967. Vol. 78. N 3. P. 21-59.
78. White D.E., Anderson E.T., Gibbs D.K. Geothermal brine well, mile deep drill may tap prebearing magmatic water and rocks undergoing metamorphism // Science. 1963. Vol. 139. N 3558. P. 11-68.

УДК 551.35:552.323

Г.Ю. Еутузова

РОЛЬ ЭКЗОГЕННЫХ И ЭНДОГЕННЫХ ФАКТОРОВ В ФОРМИРОВАНИИ
ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ДНА МИРОЗОВОГО ОКЕАНА

Проблема выявления и исследования основных рудоконтролирующих факторов, приводящих к формированию гидротермально-осадочных рудных накоплений как в современную эпоху, так и в геологическом прошлом, — одна из самых важных и дискуссионных проблем геологической науки. Долгое время в решении этой проблемы шло "противоборство" нептунистов и плутонистов, т.е. сторонников крайних точек зрения, отдающих предпочтение решающей роли экзогенных или эндогенных процессов, контролирующих гидротермально-осадочное рудообразование.

На современном уровне развития науки такой подход представляется крайне упрощенным. Следует иметь в виду, что сама специфика рассматриваемых природных образований, а именно гидротермальная поставка рудного вещества и нормально осадочный способ его отложения и захоронения, предполагает действие генетически различных факторов, разграничение которых на эндогенные и экзогенные, как правило, достаточно условно.

Так, к числу экзогенных факторов, существенно влияющих на состав, характер локализации осадков и строение рудных тел, можно отнести фи-
176

зико-химические условия среды осадкообразования, морфометрические особенности дна (отсутствие или наличие впадин-ловушек рудного вещества, их глубину, размеры, морфологию), а также гидрологический режим бассейна. В то же время геоморфология гидротермально активных участков дна в значительной степени связана с тектоническим режимом, т.е. несет на себе следы влияния глубинных процессов. Некоторые физико-химические параметры среды осаждения рудного материала также формируются под воздействием поступления глубинных гидротерм.

Эндеогенные факторы, связанные с тектоническим строением Земли, характером магматизма и геотермальной активностью недр, контролируют локализацию термальных источников, их дебит или интенсивность рудообразующего процесса, температурный и газовый режим растворов, основные особенности их химического состава.

Учитывая, что рудные растворы представляют собой многокомпонентную физико-химическую систему, проблема источников вещества, формирующего гидротермы, сама по себе чрезвычайно сложна и включает целый ряд аспектов, таких как источники водной и газовой составляющих, формирование основного солевого фона и общей минерализации гидротерм и, наконец, источники, формы поступления и миграции рудообразующих металлов и серы.

Несмотря на обилие фактического материала, экспериментальных данных и теоретических разработок, проблема источников вещества в гидротермально-осадочном процессе весьма далека от своего решения, причем и в данном случае наиболее спорными являются вопросы, связанные с соотношением в растворах генетически различных компонентов — эндогенных (магматогенных, ювенильных, извлеченных из пород океанической коры) и экзогенных.

В данной статье проведен краткий анализ имеющихся фактов и некоторых представлений, касающихся происхождения и источников основных компонентов, слагающих современные рудообразующие растворы, при разгрузке которых на океаническом дне формируются гидротермально-осадочные образования разного состава.

Водная составляющая гидротерм, согласно представлениям подавляющего большинства исследователей, имеет экзогенное, морское происхождение. Вместе с тем целый ряд ученых, прежде всего на основании изотопных данных и теоретических предпосылок, допускают присутствие в составе растворов незначительного количества глубинной воды, конкретный источник которой (ювенильная, магматогенная) остается неопределенным. Неоднозначна также и количественная оценка эндогенной воды, однако максимальное ее содержание по всем существующим данным составляет не более 10%.

Наиболее характерная особенность газового состава гидротерм в областях современной тектоно-магматической активности и

прежде всего в рифтовых зонах планеты заключается в высоких концентрациях водорода, метана и гелия, обогащенного легким изотопом ^3He .

Высокие содержания водорода установлены в термальных флюидах, а также в газовых включениях магматических пород практически во всех исследованных рифтовых зонах - в Красном море [5], на Восточно-Тихоокеанском поднятии [33], в Калифорнийском заливе [16], в Исландии [7] и др.

Анализ газового состава большинства гидротермальных систем мира позволил В.И. Кононову и Б.Г. Поляку сделать вполне аргументированное заключение о том, что водородный тип термальных вод весьма специфичен и характерен лишь для рифтогенных областей [8]. По оценке Дж. Белхана и Х. Крейга, общий поток водорода в глобальной системе срединно-океанических хребтов составляет $1,3 \cdot 10^9 \text{ м}^3$ в год [33].

Приуроченность водородных терм к планетарной системе рифтов свидетельствует в пользу глубинного происхождения водорода, что подтверждается также его тесной связью с инертным газом гелием определенного изотопного состава. В настоящее время изотопное отношение $^3\text{He}:^4\text{He}$, так называемая гелиевая изотопная метка, считается одним из наиболее объективных и достоверных показателей присутствия в термальных флюидах глубинной, ювенильной составляющей. Для современной мантии значение $^3\text{He}:^4\text{He}$ оценивается величиной $n \cdot 10^{-5}$. В подавляющем большинстве исследованных гидротерм и включений в породах рифтовых зон Мирового океана изотопные отношения ^3He к ^4He составляют $(1,1-1,2) \cdot 10^{-5}$, что является прямым свидетельством преобладания в их составе мантийного гелия [11].

Термальные растворы рифтовых зон, наряду с водородом и гелием, обогащенным легким его изотопом, содержат обычно высокие содержания метана, общий поток которого в системе срединно-океанических рифтов оценивается в $1,6 \cdot 10^8 \text{ м}^3$ в год [33]. Проблема глубинного источника углеводородов широко обсуждается в литературе с привлечением данных по изотопной геохимии.

В целом современный уровень наших знаний, предполагая полигенный источник газов, не позволяет однозначно оценить количественные соотношения в гидротермах газов разного происхождения. Наиболее надежно установлены глубинный (мантийный) источник гелия и водорода; однако и эти газы могут поступать в современные термальные растворы двумя путями - как непосредственно при дегазации мантийного расплава, так и при извлечении их из базальтов океанической коры; в обоих случаях изотопные показатели газовой составляющей практически идентичны.

Представления об основном солевом составе термальных растворов долгое время базировались на изучении газожидких включений в гидротермально-измененных породах океанского дна. Однако в последние годы в литературе появился материал по составу гидротерм, полученный в результате непосредственного их анализа.

В табл. I приведены известные нам пока немногочисленные данные, характеризующие распределение в термальных растворах основных макрокомпонентов в сравнении с эталонным составом нормальной морской воды.

Из таблицы следует, что рудообразующие гидротермы, подобно морской воде, характеризуются резким преобладанием Na и Cl , т.е. представляют собой хлор-натриевые растворы, минерализация которых (за исключением рассолов Красного моря) близка солености морской воды.

Главные отличия солевого фона гидротерм от нормальной морской воды заключаются в резко пониженных концентрациях (вплоть до полного отсутствия) ионов Mg^{2+} и SO_4^{2-} , а также в повышенных содержаниях калия, кальция и кремнезема. Эти отличия обусловлены главным образом процессами взаимодействия морской воды с океаническими базальтами.

Удаление из растворов магния и сульфатов происходит как по пути их миграции через породы океанической коры, так и в местах разгрузки, в устье источника, где в твердую фазу выпадают магнийсодержащие силикаты (талк, сапонит и др.), гидротермальные сульфаты магния типа $\text{Mg}(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_2$, а также ангидрит. Аутигенные минералы, богатые магнием, зафиксированы на разных участках рифтовых зон в трещинах базальтов, в стенках труб, по которым растворы вытекают на дно, а также в осадках в непосредственной близости от мест их разгрузки.

Ангидрит в ассоциации с другими сульфатами и сульфидами является основным материалом, слагающим активные гидротермальные постройки в целом ряде рифтовых областей (ZI⁰ Восточно-Тихоокеанское поднятие (ВТП), хребет Хуан-де-Фука и др.). Крупные скопления практически чистого ангидрита или в ассоциации с сульфидами развиты в юго-западной части впадины Атлантис-II (Красное море), маркируя участки выхода термальных растворов на дно. Ионы SO_4^{2-} могут удаляться из растворов также в результате процессов абиогенной сульфатредукции.

Вопрос об источнике хлора — одного из главных компонентов солевого состава гидротерм рассмотрен в специальной статье, посвященной проблеме формирования металлоносных рассолов, в настоящем сборнике ("К проблеме генезиса металлоносных рассолов и стратиформных месторождений Cu-Pb-Zn в красноцветных формациях").

Представления об источниках серы, участвующей в различных процессах сульфидообразования, в том числе гидротермального и гидротермально-осадочного, базируются главным образом на особенностях ее изотопного состава. Известно, что величина $\delta^{34}\text{S}$ мантийной серы близка к нулю, сульфиды и сера магматических пород также характеризуются субнулевыми значениями $\delta^{34}\text{S}$.

Многочисленные исследования изотопного состава серы сульфидов в гидротермально-осадочных образованиях океанского дна показали, что значения $\delta^{34}\text{S}$ в них колеблются в весьма незначительных пределах. Так, в массивных сульфидах на ZI⁰ с.ш. ВТП величины $\delta^{34}\text{S}$ составляют +1,3- +4,1 % [30], причем наиболее обычный интервал значений еще уже

Основной солевой состав термальных растворов и нормальной морской воды
(в г/кг)

место опробования	Литературный источник	Na	K	Ca	Mg	Si	Cl	SO ₄
Восточно-Тихоокеанское поднятие (13° с.ш.)	[26]	10,35	0,93	0,64	Нет	0,28	19,49	Нет
		12,7	1,13	2,12	0,08	0,28	25,9	0,1
То же (21° с.ш.)	[20]	12,88	1,15	2,2	Нет	0,28	26,23	Нет
	[24*]	9,9	0,97	Не опр.	Не опр.	Не опр.	17,33	Не опр.
Галапагосская рифтовая зона	[20]	5,96-11,2	0,73	0,98-1,61	Нет	0,28	11,4-21,09	Нет
И-ов Рейкьянес (Исландия)	[16]	14,92	2,10	2,32	0,001	0,42	28,7	0,04
	[17]	11,5	1,71	1,7	0,001	0,13	22,68	0,03
	[19]	10,4	1,38	1,8	0,008	Не опр.	20,75	0,07
		9,6	1,35	1,53	0,01	"	19,26	0,03
Впадина Атлантик-II. (Красное море)	[3]	92,6	1,87	5,15	0,77	0,03	156,03	0,84
Нормальная морская вода		10,76	0,39	0,41	1,29	0,002	19,35	2,71

* Состав исходного термального раствора рассчитан по данным конкретных химических анализов для районов сульфидного рудоотложения (T=350 °C, pH ~ 3,5).

(+1,9– +3,3%, среднее – +2,10 %). В сульфидных отложениях впадины Атлантик-II (Красное море), по нашим и литературным данным, величины $\delta^{34}\text{S}$ меняются от +3,1 до +6,3 ‰ (в единичных пробах до +10 ‰). Значения $\delta^{34}\text{S}$ сульфидной серы в термоявлениях вулканически активной зоны Исландии близки метеоритному стандарту, а за пределами этой зоны сера обогащается тяжелым изотопом [4].

В опубликованной недавно обзорной работе по стратиформным месторождениям мира [14] показано, что изотопный состав серы в сульфидах большей части этих месторождений обнаруживает сравнительно узкий интервал значений, в целом близкий изотопному составу серы современных сульфидных накоплений океанского дна. Близость изотопного состава серы в гидротермально-осадочных сульфидах различных регионов и разного возраста предполагает и близкий механизм поступления восстановленных форм серы в минералообразующую систему.

Наиболее распространено положение о существовании двух главных источников серы в гидротермально-осадочном процессе – глубинного (вынос серы в составе магматогенных флюидов или выщелачивание ее из базальтов) и поверхностного (восстановление сульфатов морской воды).

В некоторых работах [30] предпринята попытка количественно оценить вклад генетически различной серы, участвующей в формировании массивных сульфидов на 21°С.ш. ВТИ, при этом на основании расчета материально-изотопного баланса цитируемые авторы делают вывод, что для обеспечения наиболее характерных значений $\delta^{34}\text{S}$ (+1,9– +3,3 ‰) преобладающую роль (порядка 80–90 %) должна играть магматогенная сера.

Важная информация, позволяющая по изотопным данным судить об источниках серы в новообразованных сульфидах, получена в результате экспериментальных работ по взаимодействию базальтов с морской водой. В работе [27] показано, что в ходе этого взаимодействия при температуре 250 °С и выше происходит восстановление сульфатов морской воды двухвалентным железом базальтов по схеме: $\text{SO}_4^{2-} + 8 \text{Fe}^{2+} + 10 \text{OH}^- \rightarrow \text{H}_2\text{S} + 8 \text{Fe}^{3+} + \text{H}_2\text{O}$; при этом образуются сульфиды (пирит и пирротин) со значениями $\delta^{34}\text{S}$ от +6,0 до +20,7 ‰. Вариации изотопного состава эти авторы ставят в зависимость от соотношения генетически различных ее форм – выщелоченной из базальтов и образованной абиогенным восстановлением сульфатов морской воды. Утяжеление серы в гидротермальных сульфидах Красного моря по сравнению с ВТИ вероятно обусловлено более высокой долей серы, образованной при абиогенной сульфатредукции, возможно за счет участия в процессах восстановления сульфатов, кроме двухвалентного железа, органического вещества глинистых сланцев из эвалоритовых толщ.

Таким образом, анализ данных по изотопному составу сульфидной серы в гидротермально-осадочных образованиях океанского дна, в базальтах и термоявлениях вулканически активных зон в сочетании с результатами экспериментальных работ позволяет сделать вывод о преобладании магматогенной серы в современных сульфидах океанской коры, а также,

возможно, и в стратиформных колчеданных месторождениях геологического прошлого. Доля сульфидной серы, образованной в результате abiогенной сульфатредукции, как правило, имеет подчиненное значение и составляет первые десятки процентов.

Значительно сложнее количественно оценить роль разных источников магматогенной, глубинной серы, поскольку ее восстановленные формы во флюидной фазе и в базальтах изотопически близки и характеризуются субнулевыми значениями $\delta^{34}\text{S}$. Однако, учитывая приведенные выше результаты экспериментов по взаимодействию морской воды с базальтами, можно высказать предположение о важной роли флюидной поставки серы в рудообразующие растворы. Предположение это основано на том факте, что реальные значения $\delta^{34}\text{S}$ в сульфидах океанского дна (+1,3- +4,1 ‰) существенно ниже изотопных величин серы в экспериментально образованных сульфидах (+8,0-+20,7‰), т.е. в формировании гидротермально-осадочных сульфидов помимо серы, выщелоченной из базальтов и образованной в ходе сульфатредукции, вероятно, активное участие принимает сера, поступающая в составе глубинных флюидов.

Исследование современного гидротермально-осадочного процесса имеет первостепенное значение при разработке проблемы и с т о ч н и к о в р у д о о б р а з у ю щ и х м е т а л л о в, форм их переноса и условий концентрирования.

Важная информация, позволяющая судить о составе рудных элементов, поставляемых на дно гидротермами, заключена в характере сульфидной минерализации, где в минимальной степени проявляется осложняющее влияние биогенно-терригенной седиментации и гидрогенных, в частности, сорбиционных процессов на состав продуктов, осаждающихся при разгрузке термальных вод.

При значительном разнообразии минеральных форм все изученные сульфидные отложения океанского дна характеризуются отчетливо выраженной геохимической спецификой, заключающейся прежде всего в высоких концентрациях железа (до 45 %), цинка (до 45-60 %) и меди (до 3, единично до 30 %). Соотношения указанных элементов в сульфидных образованиях широко варьируют как в различных районах их формирования, так и в пределах одного рудного тела, однако в сумме они, как правило, составляют более 50 %, а их сульфиды слагают основную массу рудного вещества. Наиболее характерные сопутствующие элементы представлены (в ppm); Pb (до 6000), Cd (до 1000), Ag (до 480), As (до 1200), Au (до 20), Sb (до 50).

Важная геохимическая особенность сульфидов дна океана заключается в крайне низких содержаниях в них Ni и Cr (единицы-десятки ppm) и обычно малых концентрациях Co, количество которого лишь в единичных пробах составляет сотые доли процента.

Существенно иной состав характерен для магматогенных сульфидов, рассеянных в основной массе базальтов. Там преобладают сульфидные со-

единения разного состава, отличающиеся высокими содержаниями Ni и Cu и практически лишенные Zn, Pb и Cd - элементов, типичных для сульфидов океанского дна.

Прожилково-вкрапленная минерализация в океанических базальтах представлена, в основном, сульфидами Fe и Cu с минимальной примесью как Pb, Zn и Cd, так и типичного для магматогенных сульфидов Ni.

Анализ данных по распределению элементов в стратиформных колчеданных месторождениях геологического прошлого позволяет утверждать, что их геохимический облик в целом аналогичен современным образованиям и характеризуется преобладающим развитием сульфидов Fe, Cu, Zn, Pb с тем же набором сопутствующих микроэлементов. Прожилковая минерализация, как и в современном процессе, отличается обогащенностью сульфидами Cu, Fe.

Среди несульфидных фаз в составе гидротермально-осадочных отложений наиболее широким развитием пользуются различные минералы из группы оксидов и гидроксидов железа и марганца, а также высокожелезистые смектиты.

Таким образом, анализ геохимических данных по составу металлоносных и рудных образований позволяет утверждать, что гидротермальная поставка обеспечивает накопление в них таких металлов, как Fe, Mn, Cu, Zn, Pb, Ag, Cd, As, Au, Sb. Дальнейшие исследования, возможно, выявят гидротермальную природу ряда других элементов.

Полученные в последние годы немногочисленные пока анализы химического состава термальных вод, разгружающихся в рифтовых зонах Мирового океана, находятся в полном соответствии с геохимическими особенностями гидротермально-осадочных рудопроявлений.

Как видно из табл. 2, гидротермы по сравнению с морской водой существенно обогащены той же группой элементов, которые концентрируются в металлоносных отложениях, что лишний раз подтверждает гидротермальную природу этих образований.

Концентрации в растворах металлов, особенно сульфидообразующих, в значительной мере связаны с температурой гидротерм, уменьшение содержания металлов с понижением температуры растворов обусловлено по видимому, частичным осаждением сульфидных минералов по путям миграции вод до их выхода на дно. На примере гидротерм ЭТП отчетливо видно, что при понижении их температуры наиболее резко падают концентрации меди и железа, т.е. элементов, образующих сульфидную прожилково-вкрапленную минерализацию в толще океанических базальтов. Последовательность выпадения металлов в твердую фазу, определяющая вертикальную и латеральную минерало-геохимическую зональность как современных рудопроявлений, так и колчеданных месторождений геологического прошлого, в значительной степени определяется как растворимостью сульфидных фаз, так и устойчивостью тех комплексных соединений, в составе которых происходит перенос металлов, в данном случае преимущественно

Концентрация металлов в термальных растворах рифтовых зон*

Объект исследования	Номер пробы	Mn	Fe	Cu	Zn	Ag	Cd	Pb	Co
(21° с.ш.) [32] Восточно-Тихоокеан- ское поднятие	1	52,7	92,93	2,3	6,9	4,1	17,4	63,8	12,5
	2	48,2	135,6	2,8	6,8	4,0	20,2	74,4	13,3
	3	38,4	41,9	0,6	5,8	2,8	16,2	40,2	3,9
	4	55,05	48,65	0,001	2,6	0,1	1,9	37,9	1,3
Калифорнийский залив, бассейн Гуаймас [31]	1	7,6	3,1	< 0,001	0,3	24,8	< 1	54,9	< 0,3
	2	12,2	2,7	< 0,001	0,1	< 0,1	< 1	63,0	< 0,3
	3	12,9	10,0	< 0,001	2,6	2,6	< 1	135,1	< 0,3
	4	7,6	4,3	0,06	1,2	0,2	5,2	47,6	< 0,3
	5	7,0	1,8	0,006	0,14	< 0,1	3,0	< 4	< 0,3
	6	8,1	0,95	< 0,001	0,06	< 0,1	< 1	< 4	< 0,3
	7	7,6	2,1	< 0,001	0,14	< 0,1	< 1	< 4	< 0,3
	8	7,2	4,6	< 0,001	1,4	< 0,1	< 1	< 4	< 0,3
Красное море [2]	1	90	94	0,23	7,84	Не опр.	Не опр.	230	7,8
	2	86	87	0,33	9,2	"	"	320	4
	3	87	90	0,14	5,36	"	"	190	3
Морская вода [21, 25]		$2 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$1-3 \cdot 10^{-3}$	$5-20 \cdot 10^{-3}$	$1-3 \cdot 10^{-4}$	$3-7 \cdot 10^{-5}$	$3-8 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-4}$

*Содержания Mn, Fe, Cu, Zn приведены в миллиграммах на килограмм; а Ag, Cd, Pb, Co - в микрограммах на килограмм.

хлоридных комплексов. В целом ряде работ показано, что среди халькофильных элементов хлоридные комплексы меди при наличии в растворе сульфид-иона обладают наименьшей устойчивостью и, следовательно, медь в первую очередь удаляется из растворов, образуя твердофазные сульфидные соединения в ассоциации с сульфидами железа. Изложенные выше данные позволяют достаточно определенно судить о комплексе рудообразующих элементов, поступающих в составе гидротерм.

Очевидно, что обсуждая проблему источников рудного вещества, необходимо в первую очередь учитывать реальный характер распределения элементов в гидротермальных и гидротермально-осадочных образованиях и, исходя из твердо установленных фактов, пытаться выявить причины их геохимической специфики.

В настоящее время наметились два основных направления в решении проблемы источников металлов в океанском рудогенезе. Одно из них развивает традиционные представления геологов-рудников о важной роли магматогенных процессов в переносе металлов флюидной фазой, другое — отдает предпочтение процессам взаимодействия термальных растворов с породами океанской коры. Последняя гипотеза широкую популярность приобрела в последние годы в связи с развитием океанических исследований, в том числе глубоководного бурения, когда была получена возможность непосредственного изучения гидротермально-измененных пород дна океана. Эти работы послужили стимулом для постановки серии лабораторных экспериментов, результатам которых придается большое значение при обосновании ведущей роли процессов гидротермального выщелачивания базальтов в океаническом рудообразовании.

Действительно, многочисленные лабораторные эксперименты по взаимодействию морской воды с базальтами показали принципиальную возможность извлечения из базальтов целого ряда химических элементов, однако анализ конкретных результатов и выводов показывает их большую неопределенность и противоречивость, особенно при оценке поведения в этом процессе тяжелых металлов.

Так, например, в работе [18] показано, что при температуре 220°C , давлении 500 бар и соотношении вода-порода 10:1 из базальтов наряду с Fe и Mn активно извлекаются только Ni и Cu, которые на 2-3 порядка обогащают раствор по сравнению с исходной морской водой, тогда как Zn, Pb и Al в этом процессе практически неподвижны. Согласно результатам экспериментов, проведенных в аналогичных условиях и опубликованных в работе [28], те же Ni и Cu во всех пробах раствора независимо от времени его взаимодействия с базальтами остаются на уровне их содержаний в исходном растворе ($0,01 \cdot 10^{-4} \%$).

Некоторые исследователи обращают внимание на важную роль лабораторной аппаратуры, детали которой иногда существенно влияют на результаты экспериментальных работ. Так, например, авторы статьи [29] убедительно показали, что обогащение растворов никелем происходит толь-

ко при использовании в эксперименте тефлоновых лент, хотя причина этого явления осталась невыясненной, а отсутствие меди в экспериментах с использованием золотых деталей может быть вызвано образованием $Cu-Au$ сплавов.

Неоднозначность и противоречивость целого ряда выводов, следующих из анализа экспериментальных работ, свидетельствуют, на наш взгляд, о том, что в настоящее время результаты лабораторных опытов не проясняют картины поведения конкретных металлов при гидротермальном выщелачивании базальтов и не могут служить основой для построения четкой концепции.

Кроме результатов лабораторных опытов сторонники гипотезы выщелачивания базальтов широко привлекают данные по вторичным гидротермальным изменениям пород океанической коры.

К сожалению, приходится признать, что если минералогическая сторона процесса изучена весьма основательно, то материалы по геохимии не выявляют четко выраженных закономерностей поведения отдельных элементов, и, в первую очередь, металлов, при взаимодействии растворов с базальтами. Проиллюстрируем это результатами анализов свежих и гидротермально-измененных базальтов, драгированных в рифтовой долине Срединно-Атлантического хребта [23].

Цифры, приведенные в табл. 3, составленной по данным, опубликованным в работе [23], не позволяют однозначно судить о миграционной подвижности элементов в ходе гидротермального выщелачивания базальтов и не дают основания рассматривать базальты как важный, а тем более основной источник тяжелых металлов в процессе океанского рудогенеза.

Отметим также, что при региональных петролого-геохимических исследованиях как гидротермально-измененных базальтов современной океанической коры, так и рудовмещающих пород в областях развития колчеданных месторождений геологического прошлого многие авторы отмечают отсутствие явных признаков выноса рудообразующих элементов из магматических пород, пространственно связанных с гидротермально-осадочными рудами ([13] и др.).

Изложенные данные свидетельствуют, что идея о главенствующей роли процесса выщелачивания базальтов в океанском гидротермально-осадочном рудообразовании не подкреплена строгими геологическими, петрохимическими и экспериментальными доказательствами. С позиций этой гипотезы также трудно интерпретировать те особенности химического состава гидротерм и рудных накоплений океанической коры, о которых было сказано выше. Так, например, остается неясной причина крайне низких концентраций Ni ($1-90 \cdot 10^{-4} \%$) и постоянно повышенных содержаний Cd (до $0,05-0,1 \%$) в сульфиде дна океана, если учесть, что никеля в базальтах на три порядка больше, чем кадмия, но при этом ни в одном из экспериментально полученных растворов Cd обнаружен не был.

Средние содержания химических элементов в свежих (I)
и гидротермально-измененных (II) базальтах
Срединно-Атлантического хребта, ppm [23]

Элемент	Mn	B	Ba	Sr	Li	V	Cr	Co	Ni	Cu	Y	Zr
I (среднее из 8 обр.)	1280	6	6	116	5	270	349	44,7	124	77	35,5	109
II (среднее из 28 обр.)	1498	8	9	126	8	260	283	44,5	125	91	39,5	116
										(57)*		

*Исключая anomalно высокие содержания (200), возможно связанные с вторичной сульфидной минерализацией в базальтах.

В целом важно отметить полное отсутствие связи между содержаниями металлов в базальтах рифтовых зон, с одной стороны, и в гидротермах и рудных накоплениях дна океана - с другой. Так, в массивных сульфидах рифтовых зон концентрация таких элементов, как Zn, Cu, Pb, Ag, Au на 1-3 порядка выше, а Ni и Cr на 1-2 порядка ниже, чем в океанических базальтах.

Итак, не отрицая участия в гидротермально-осадочном рудогенезе корового (базальтового) источника, приходится признать, что оценка его роли в этом процессе, конкретная геохимическая специфика и количественный вклад в образование металлоносных и рудных отложений остаются весьма неопределенными.

Обсуждая проблему источников рудных элементов, необходимо рассмотреть представления большой группы исследователей, развивающих идею магматогенной поставки вещества в рудообразующие гидротермальные системы, и попытаться оценить геохимическую роль этого источника.

Общезвестно, что основная часть современных подводных гидротермально-осадочных металлоносных и рудоносных образований приурочена к областям тектоно-магматической активности и, прежде всего, к рифтовым зонам, где отмечаются максимальные значения теплового потока и проявляются признаки интенсивной дегазации мантийного вещества, одним из доказательств чего служат многочисленные данные по составу, количеству и изотопным характеристикам газовой фазы высокотемпературных гидротерм.

Известно также, что в пределах рифтовых зон существует сложная система циркуляции термальных растворов, выделяются отдельные конвективные ячейки, где морская вода погружается в океаническую кору на большие (2-5 км) глубины, нагревается, метаморфизуется, обогащается рудными компонентами и, разгружаясь, приводит к формированию широкой гам-

мы металлоносных отложений на дне океана и рудной минерализации в приповерхностных зонах океанической коры.

Важно отметить, что гидротермальные системы и связанные с ними рудопроявления распределены вдоль рифтовых зон локально и крайне неравномерно, а характерная особенность их деятельности заключается в пульсационности рудообразующего процесса, что отчетливо проявляется как в современную эпоху, так и при образовании гидротермально-осадочных месторождений геологического прошлого [14]. В многочисленных работах показано, что магматический режим срединно-океанических хребтов также носит пульсационный характер.

Расчет теплового баланса некоторых гидротермальных систем показал, что для обеспечения их прогрева требуется приток глубинного тепла, возможно связанного с поступлением парогазового флюида [6].

Все приведенные факты (дискретность распределения гидротермальных ячеек, пульсационный характер рудообразующего процесса и магматического режима, наличие локальных тепломассопотоков, обеспечивающих тепловую мощность геотермальных систем, газовый состав термальных растворов) свидетельствуют о существовании пространственно-временной связи современного гидротермально-осадочного рудогенеза с внутрикоровым базальтовым магматизмом. В последние годы наличие такой связи было подтверждено конкретными данными по локализации магматических очагов, установленных с помощью геофизических методов в отдельных районах океанических рифтов, но, как правило, на небольших глубинах.

Связь гидротермальной деятельности с внутрикоровыми магматическими очагами, возникающими в результате локального плавления мантии, позволяет, на наш взгляд, рассмотреть вопрос об их роли в формировании состава и геохимической специфики как термальных растворов, так и образующихся при их разгрузке гидротермально-осадочных рудопроявлений в рифтовых зонах Мирового океана.

В рамках концепции магматогенных источников элементов наиболее широко признана гипотеза отделения водно-хлоридных флюидов в ходе кристаллизации и остывания магматических расплавов и переноса металлов в составе этих флюидов. Изучение поведения и распределения элементов между расплавами и надкритическими флюидами сопровождается многочисленными лабораторными экспериментами, критический анализ и обобщение которых проведены С.Д. Малининым и Н.И. Хитаровым [9]. В работе подчеркивается важная роль хлора и хлоридных комплексов в процессе перехода рудных компонентов во флюидную фазу и их дальнейшей миграции. Хлор, образуя со многими металлами комплексные соединения различной устойчивости, обладает по отношению к расплаву сильным экстрагирующим действием. Экспериментально установлено, что для Zn, Cu и Pb величины коэффициентов распределения между расплавом и флюидной фазой практически не зависят от содержания металлов в расплаве, по крайней мере в пределах порядка [15]. В работе [9] показано, что распределение элементов между фазами зависит от величин свободных энергий образования

их окислов — чем выше эти величины, тем ниже значения коэффициентов распределения (при прочих равных условиях). Иными словами, прочность удержания металлов в расплаве в общих чертах определяется прочностью их связей с кислородом, т.е. свободной энергией образования окислов металлов. Предполагается, что основной формой нахождения металлов (Zn, Cu, Pb) в расплаве является Me^{2+} , а во флюиде — гидроксохлоридные комплексы типа $Me(OH)Cl$.

Перенос металлов в высокотемпературных условиях хлоридными комплексами подтверждается серией экспериментальных работ и термодинамическими расчетами [12, 22 и др.]. Об этом же свидетельствуют многочисленные находки хлоридов и оксихлоридов металлов среди продуктов фумарольной деятельности современных вулканов. Более того, известно, что в высокотемпературных возгонах хлориды являются основными минералами-носителями рудных элементов.

Изложенное показывает важную роль летучих компонентов и, прежде всего, хлора, в процессе извлечения из магмы и переноса рудного вещества.

Одним из наиболее сложных и слабо разработанных аспектов рудообразующего процесса представляется оценка химического состава и свойств постмагматических флюидов.

С этой точки зрения трудно переоценить результаты детальных и всесторонних исследований Большого трещинного Толбачинского Извержения (БТИ) (1975—1976 гг.), проведенных большим коллективом исследователей [1].

Правомочность использования данных по наземному вулканизму для установления геохимических особенностей магматогенных растворов в рамках проблемы источников вещества в океанском рудогенезе основана на характере данного извержения, в ходе которого влияние ассимиляции корового материала практически исключено, что убедительно показано детальными исследованиями петрологических особенностей разных типов базальтов БТИ [1].

Особую ценность для разработки проблемы источников рудных компонентов имеют уникальные данные по составу газов, выделяющихся при дегазации базальтового расплава и газовых конденсатов из слабо дегазированной магмы, которые можно рассматривать как магматогенные (мантийные) растворы, не измененные взаимодействием с вмещающими породами и отражающие основные особенности первичного состава, температуры и кислотности газоводных магматических флюидов.

Они представляют собой ультракислые (pH 0,25—1,76) перегретые (930—1020 °C) воды хлоридно-натриево-калийного состава с очень высокими содержаниями целого ряда микроэлементов. Сравнение концентраций элементов в газовой фазе и в базальтах позволило авторам ориентировочно оценить долю их выноса из первичной магмы и тем самым выявить

степень летучести или подвижность элементов при их переходе из расплава в газовую фазу [1].

Анализ опубликованных данных показывает, что среди металлов максимальной летучестью обладают Sb , Cd , As , Hg , Zn , Pb , Au , достаточно летучи также Cu , Sn и Ag ; к числу малоподвижных элементов в магматическом процессе относятся Co , Ni , Cr , Ti .

В результате детального изучения постэруптивного процесса на вулкане Большой Толбачик было показано, что эксгалляционные минеральные фазы также характеризуются большими концентрациями Cu , Zn , Pb , As , Hg , Ag , Au , Sb , Sn , Cd и малыми Ni , Co , Cr , максимально высокие содержания дают Cu , Zn и Pb [10]. Сходный набор элементов обнаружен в сублиматах эруптивных газов многих вулканов Мира. Предполагается, что источником металлов, обогащающих вулканические эксгалляции, являются магматические флюиды базальтовых расплавов.

Близость ассоциаций химических элементов, обогащающих газоконденсаты базальтовых извержений, их вулканические возгоны, термальные растворы и сульфидные накопления рифтовых зон, дают основание предполагать важную роль магматогенного (флюидного) источника металлов в гидротермально-осадочном рудогенезе.

В рамках этой гипотезы многие особенности геохимии рудных накоплений океанского дна находят достаточно удовлетворительное объяснение.

Так, например, выше было отмечено, что никель при относительно высоких его содержаниях в базальтах в термальных растворах и гидротермально-осадочных сульфидах не накапливается, в магматогенных флюидах его концентрация также незначительна. В ходе извержения вулкана Большой Толбачик никеля было вынесено почти на два порядка меньше, чем цинка, примерно в 18 раз меньше меди, и в 3 раза меньше кадмия.

В целом, обогащение рудных осадков тяжелыми металлами и геохимическая зональность как в современных сульфидных рудопроявлениях, так и в колчеданных месторождениях геологического прошлого контролируются соотношением летучести элементов и устойчивостью их миграционных комплексов.

Важная роль магматогенного источника в формировании сульфидного оруденения рифтовых зон Мирового океана ни в коей мере не отрицает возможности поставки химических элементов из базальтов при их взаимодействии с морской водой, что, в первую очередь, относится к таким компонентам, как кремнезем, железо и марганец.

К сожалению, современный уровень наших знаний не позволяет на количественной основе оценить вклад разных источников в поставку конкретных элементов, образующих гидротермально-осадочные металлоносные и рудные накопления, и расшифровать все факторы, влияющие на рудообразующий процесс. Однако приведенные данные позволяют достаточно уверенно предполагать активное участие глубинного (мантийного, магматогенного) вещества в формировании высокотемпературных гидротерм и рудных накоп-

лений в областях высокой тектоно-магматической активности земной коры.

В конечном итоге все многообразие химического состава, минеральных форм, характера локализации, степени рудоносности и экономической значимости гидротермально-осадочных образований определяется сложным комплексом рудоконтролирующих факторов эндогенной и экзогенной природы.

Наиболее благоприятным для формирования и сохранения полиметаллических рудных залежей является совместное действие таких основных факторов, как высокая активность гидротермального процесса, наличие морфологически выраженных впадин-ловушек рудного вещества, существование условий, предохраняющих сульфидные соединения от окисления и разрушения.

Л и т е р а т у р а

1. Большое трещинное Толбачинское извержение. М.: Наука, 1984. 637 с.
2. Брукс Р., Каплан И., Питерсон М. Микроэлементы термальных рассолов и иловых вод Красного моря // Современное гидротермальное рудоотложение. М.: Мир, 1974. С. 79-86.
3. Бриер П., Спенсер Д. Замечания о химическом составе термальных рассолов Красного моря // Современное гидротермальное рудоотложение. М.: Мир, 1974. С. 70-76.
4. Виноградов В.И., Кононов В.И., Поляк Б.Г. Изотопный состав серы в термопроявлениях Исландии // Докл. АН СССР. 1974. Т. 217, № 1. С. 1149-1152.
5. Геодекян А.А., Авилев В.И., Большаков А.М., Свинаренко В.К. Газы природных вод Красного моря // Океанология. 1984. Т. 24, вып. 4. С. 624-627.
6. Кононов В.И. Геохимия термальных вод областей современного вулканизма (рифтовых зон и островных дуг). М.: Наука, 1983. 212 с.
7. Кононов В.И., Поляк Б.Г. Гидрохимическая зональность Исландии как отражение ее геологического строения // Докл. АН СССР. 1974. Т. 214, № 1. С. 163-165.
8. Кононов В.И., Поляк Б.Г. Проблема выявления ювенильной компоненты в современных гидротермальных системах // Геохимия. 1982. № 2. С. 163-177.
9. Малинин С.Д., Хитаров Н.И. Рудные и петрогенные элементы в системе магматический расплав-флюид // Там же, 1984. № 2. С. 183-197.
10. Меньяйлов И.А., Никитина Л.П., Шапарь В.Н. Геохимические особенности эксгальций Большого трещинного Толбачинского извержения. М.: Наука, 1980. 234 с.
11. Поляк Б.Г. Тепломассопоток из мантии в главных тектонических структурах земной коры: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М.; 1986. 40 с.
12. Рябчиков И.Д. Физико-химический анализ условий отделения рудоносных растворов из гранитных магм // Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976. С. 165-177.
13. Твалчрелидзе А.Г., Ярошевич В.З. Генезис стратиформных колчеданных месторождений. М.: Недра, 1981. 131 с.
14. Франклин Дж. М., Лайдон Дж. Л., Сангетер Д.Ф. Колчеданные месторождения вулканической ассоциации // Генезис рудных месторождений. М.: Мир, 1984. Т. 2. С. 39-253.

15. Хитаров Н.И., Малинин С.Д., Лебедев Л.Б., и другие. Распределение Zn, Cu, Pb и Mo между флюидной фазой и силикатным расплавом при высоких температурах и давлениях // *Геохимия*. 1982. № 8. С. 1094-1099.
16. Эллис А.Л. Исследования гидротермальные системы // *Геохимия гидротермальных рудных месторождений*. М.: Мир, 1982. С. 497-530.
17. Arnorsson S., Gunnlaugsson E., Svavarsson H. The chemistry of geothermal waters in Iceland. II Mineral equilibria and independent variables controlling water composition // *Geochim. et cosmochim. acta*. 1983. Vol. 47. P. 547-552.
18. Bischoff J.L., Dickson F.W. Seawater-basalt interaction at 200° C and 500 bars: implications for origin of seafloor heavy-metal deposits and regulation of seawater chemistry // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1975. Vol. 25, N.3. P. 385-398.
19. Bjornsson S., Arnorsson S., Tomasson J. Economic evaluation of Reykjanes thermal brine area, Iceland // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1972. Vol. 56, N.12. P.2380-2391.
20. Edmund G. M., Damm K.L. von, McDuff R.E., Measures C.I. Chemistry of hot spring on the East Pacific Rise and their effluent dispersal // *Nature*. 1982. Vol.297. P. 187-290.
21. Goldberg E. The oceans as a chemical system // *The Sea*. N. Y.: Interscience, 1963. Chap.I. P. 16-35.
22. Helgeson H.C. Complexing and hydrothermal ore deposition. N. Y.: Pergamon press, 1964. 128 p.
23. Humphris S.E., Thompson G. Trace elements mobility during hydrothermal alteration of oceanic basalts // *Geochim. et cosmochim. acta* 1978. Vol. 42.N 1. P. 127-136.
24. Janeky D.R., Seyfried W.E. Formation of massive sulfide deposits on oceanic ridge crests incremental reaction models for mixing between hydrothermal solutions and seawater // *Ibid.* 1984. Vol. 48,N. 12. P. 2723-2738.
25. Krauskopf K.B. Factors controlling the concentrations of thirteen rare metals in sea water // *Ibid.* 1956. Vol.9, N 1/2. P. 1-32.
26. Michard G., Albarède F., Michard J. F. et al. Chemistry of solutions from the 13° N East Pacific Rise hydrothermal site // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1984. Vol.67, N 3. P. 297-307.
27. Mottl M.J., Holland H.D., Corr R. F. Chemical exchange during hydrothermal alteration of basalts by seawater. II. Experimental results for Fe, Mn and sulfur species // *Geochim. et cosmochim. acta*. 1979. Vol. 43. P. 869-884.
28. Seyfried W.E., Bischoff J.L. Experimental seawater basalts interaction at 300° C, 500 bars, chemical exchange, secondary mineral formation and implication for the transport of heavy metals // *Ibid.* 1981. Vol.45, N 2. P. 135-149.
29. Seyfried W.E., Mottl M.J. Hydrothermal alteration of basalt by seawater under seawater-dominated conditions // *Ibid.* 1982 Vol. 46, N 6. P. 985-1003.
30. Styrts M.M., Brackmann A.J., Holland H.D. et al. The mineralogy and the isotopic composition of sulfur in hydrothermal sulfide/deposits on the East Pacific Rise, 21° N latitude // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1981. Vol. 53. P. 382-390.
31. Damm K.L. von, Edmund G.M., Measures C.J., Grant B. Chemistry of submarine hydrothermal solutions at Guaymas Basin, Gulf of California // *Geochim. et cosmochim. acta*. 1985. Vol. 49, N 11. P. 2221-2237.

32. Damm K. L. von, Edmond G.M., Grant B., Measures C. J. Chemistry of submarine hydrothermal solution at 21° N, East Pacific Rise// Ibid. P. 2197-2220.
33. Welshan J.A., Craig H. Methane and hydrogen in East Pacific Rise hydrothermal fluids// Geophys. Res. Lett. 1979. Vol. 6. N 11. P. 829-831.

УДК 553.065

Л.Е. Етеренберг, В.В. Ишутин, И.В. Исаева

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И СТРОЕНИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РУД ПОБЕРЕЖЬЯ КРАСНОГО МОРЯ

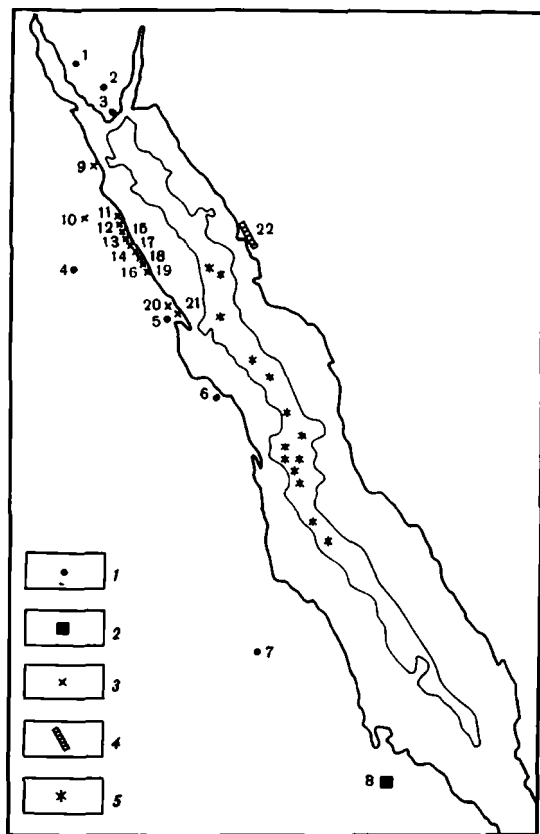
Постановка вопроса

В отличие от других континентальных рифтов, в осевой части рифта Красного моря отсутствует гранитный слой, а по зоне раздвига происходило внедрение базальтового расплава и связанных с ним высокотемпературных флюидов. Это позволило ряду исследователей высказать предположение, поддержанное в настоящее время многими, о смене континентального рифтогенеза на океанский.

Красноморский рифт является северным продолжением Восточно-Африканской рифтовой системы, протягивающейся от Мозамбикского пролива до районов Средиземноморья. На севере, примерно на широте Синайского полуострова, он разделяется на Суэцкую и Левантинскую рифтовые зоны, а на юге Баб-эль-Мандебским проливом отделяется от Аденского грабена.

Бортами рифта служат горные сооружения с крутыми склонами, отделяющимися от береговой линии Красного моря неширокими, от 15 до 50 км приморскими равнинами. В строении хребтов принимают участие средне- и позднепротерозойские складчатые комплексы. С рифеем и вендом здесь связаны покровные излияния эффузивов. Докембрийские комплексы прорваны интрузиями палеозойских гранитоидов (450 млн лет). В мелу и палеогене формировались карбонатитовые массивы. С кайнозойем, включая антропоген, связаны излияния базальтовых и андезитовых лав. Впадина Красного моря, протягивающаяся с северо-запада на юго-восток почти 2000 км, выполнена осадками неогенового и четвертичного времени. Среди неогеновых отложений наибольшей мощности (до 3-4 км) достигают миоценовые, соленосные образования. В многочисленных депрессиях (рис. 1), расположенных вдоль осевого трога рифта, установлены металлоносные осадки, покрытые горячими рассолами. Осадки эти обогащены Fe, Mn, Cu, Zn, Pb и рядом других элементов. Их содержания доходят до рудных концентраций. Работы по детализации состава и строения металлоносных осадков Красного моря продолжаются. Почти в каждом сообщении появляются новые данные об этих образованиях.

Менее известны месторождения и рудопроявления Mn, Fe, Pb, Zn, Cu и Ba, располагающиеся на побережье Красного моря или на весьма небольшом удалении от него. Отдельные описания их в общем довольно схематичны,



Р и с. 1. Месторождения и участки рудопроявления Mn, Fe, Pb и других элементов

1 - Fe-Mn; 2 - Fe-Mn-Ba; 3 - Pb-Zn;
4 - Pb-Zn-Cu-Ba; 5 - рудоносные впадины
Красного моря

Халайбский и ряд других приморских районов в структурном отношении относится к тектонической ступени, сочлененной с горным обрамлением по системе продольных разрывных тектонических нарушений ("тыльный шов"). Равнина представляет собой преимущественно выравненную поверхность полого наклоненную в сторону моря. Наибольших гипсометрических отметок (20-25 м) она достигает в предгорной части. Отдельные ее участки изрезаны руслами временных потоков. Основанием равнины служат докембрийские кристаллические породы, обнажающиеся на дневной поверхности в виде сглаженных эрозией, невысоких останков. Элювиальными сбросами приморская равнина разбита на ряд более узких тектонических ступеней, смещенных по вертикали. Сбросовая тектоника северо-западного простирания, наиболее ярко проявившаяся в районах резкого увеличе-

но нет до сего времени работ, в которых было бы проведено сравнение особенностей их состава и строения.

Такой сравнительный анализ выполнен нами на основании литературных данных, дополненных материалом, полученным в результате собственных наблюдений одного из авторов настоящей статьи.

месторождения и рудопроявления марганца и железа

Fe-Mn месторождения и рудопроявления в районе Халайбской депрессии (фиг. 1, № 6).

Особенности строения Fe-Mn месторождений и участков рудопроявлений, а также состава и генезиса слагающих их руд в районе Халайбской депрессии рассматривались ранее рядом авторов [1, 3, 7, 10, 11]. Западная равнина Красного моря, на которой располагается

ния поперечных размеров приморских равнин, обеспечила ей "клавшиное" строение, представляющее собой сочетание поднятых и опущенных блоков. Это привело к неоднородности фациального состава пород, участвующих в строении равнины, и непостоянству их мощности.

Наиболее характерной чертой Халайбской депрессии является присутствие на ее территории железо-марганцевой минерализации. Следует подчеркнуть, что если в размещении Халайбской депрессии ведущая роль принадлежит субмеридиальному Диабскому глубинному разлому, то пространственное распределение рудных полей и жильных тол строго подчиняется разломам северо-западного простирания. С разломами этого направления связаны небольшие по размерам месторождения марганца и ограниченные по площади рудопроявления. Расстояния их от побережья изменяются от 3-5 км до 15-25 км. На территории депрессии установлены разные по своему характеру железо-марганцевые месторождения и проявления. Одни из них тяготеют к "тыльному шву" приморской равнины. Месторождения и проявления этого района представлены вертикально стоящими рудными телами, заполняющими раздвиговые пространства разломов север-северо-западного простирания, ширина которых обычно не превышает 16-18 км. Вмещающими породами для рудных тел служат крупнозернистые, желтовато-розовые граниты раннепалеозойского возраста, широко развитые на территории приморской равнины и горного обрамления. На контакте рудных тел с вмещающими породами присутствуют уплотненный слой, толщиной до 2-3 см и прожилками миклонитизированных кремнеподобных пород афанитовой структуры, ярко-оранжевого цвета мощностью 3-12 см. Прожилки и рудная масса вблизи контактных зон содержат многочисленные пустоты и жемчужки размером 3-7 см, стенки которых выполнены голубоватыми, полупрозрачными кристаллами кальцита. Граниты на контакте с марганцевыми жилами практически не несут каких-либо изменений, что лишнее раз указывает на сравнительно низкотемпературный характер рудоносных флюидов, приносящих по трещинам и разломам Fe, Mn и некоторые другие элементы. Рудные жилы на этих участках представляют монолитные, сплошные тела.

В центральной части Халайбской депрессии на расстоянии около 12-14 км от береговой линии также присутствуют Fe-Mn рудные тела, заполняющие почти вертикально стоящие трещины и разломы. Вмещающими отложениями для них служат глинистые алевроиты, содержащие маломощные пропластки песков и гравелитов. На выработанных участках отчетливо наблюдается, как вертикально падающее рудное тело пересекает слоистость осадочных отложений. Образование рудного тела здесь происходило по разлому, секущему толщу пород, развитых в пределах опущенного блока фундамента. Морфология этого жильного тела отличается от монолитного рудного тела, размещенного в гранитах. Здесь наблюдаются раздувы, разветвление жилы, появление прожилков. Вмещающие осадочные отложения, как и граниты, никаких околорудных изменений не несут.

Протяженность рудных тел не более 0,5–1 км при ширине до 16–18 м. При этом рудные тела не постоянно выклиниваются, а их фланги резко отсекаются разломами северо-восточного простирания, имеющими более раннее дорудное заложение.

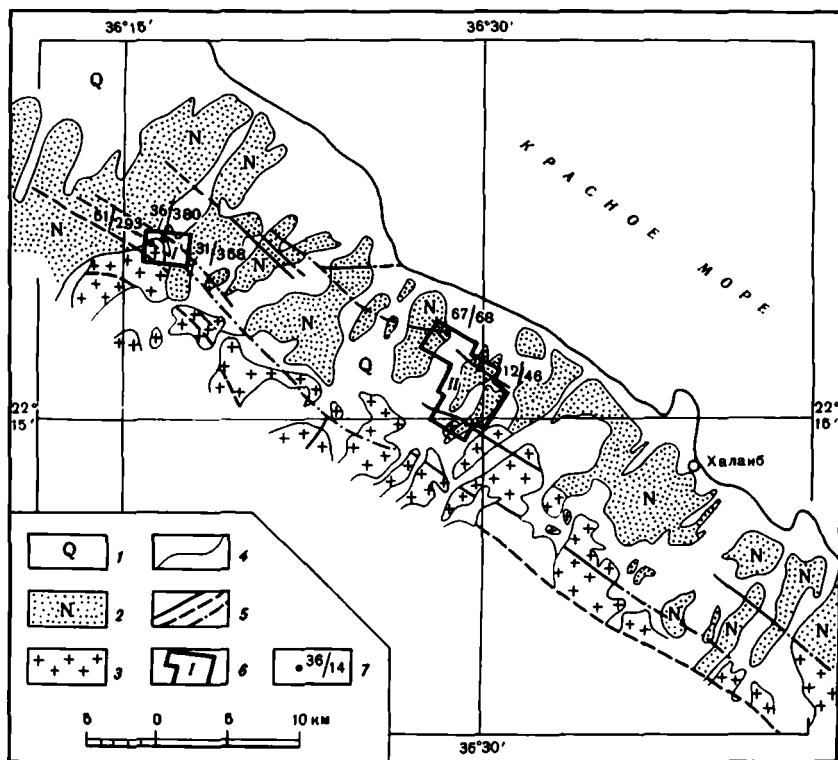
Менее развито оруденение, тяготеющее к береговой линии Красного моря, имеющее характер межпластовых линзообразных тел, согласно залегающих со слоями песков и гравелитов. Среди этих стратиформных рудных образований можно выделить две резко отличные по происхождению разновидности. Одна из них, вероятнее всего связана с рудоносными гидротермами, которые проникали вдоль слоистости слаблитифицированных терригенных грубых отложений, пропитывая и цементируя их. При этом по разрезу отложений, доходящих по мощности до 15 м, обнаруживаются до 9–10 линзовидных прослоев, мощность которых изменяется от нескольких сантиметров до 0,7–0,8 м. Эти прослойки прослеживаются на небольшие расстояния, редко доходящие до 80–100 м.

Другой тип $\text{Fe}-\text{Mn}$ образований среди крупно- и грубозернистых песчаных отложений и гравелитов наиболее часто приурочивается к верхнечетвертичным отложениям континентального генезиса. Они представлены мелкими рудными линзовидными телами и, вероятно, образовались за счет перетложения ранее сформировавшихся руд жильного типа. На это указывает и наличие в их составе хорошо окатанных мелких обломков массивного криптомелана, изотропного при скрещенных николях, под микроскопом.

В.В. Балханов и А.В. Разваляев [1] отмечают, что основными минералами рудных жил и прослоев Халайбской депрессии являются: пиролюзит, манганит, псиломелан, рудохрозит, браунит, родонит, спессарит. К менее развитым относятся – коронадит и цезаролит. Кроме того, по их мнению, в жилах устанавливаются барит, кварц, галенит, гематит, пирит, кальцит, халцедон, магнетит и гетит. Наличие в молодых по возрасту рудах Халайбской депрессии браунита, родонита и ряда других минералов, образование которых обычно связывают с процессами метаморфизма, вызывает у нас определенные сомнения. цитируемые авторы не приводят каких-либо данных, которые бы подтверждали подобную ассоциацию минералов.

Нами наиболее детально изучены минералогический состав и особенности строения рудопроявлений участков Сарара и Башавейб (рис. 2). Проявление Сарара находится в 3–4 км от побережья Красного моря и состоит из нескольких гидротермальных жил и сопряженных с ними пластообразных залежей. Жилы залегают в зонах разломов, имеющих, в основном, северо-западное простирание. Они рассекают неогеновые отложения, образующие моноκлиналь с углами падения $2-4^{\circ}$ на северо-восток. Длина жил 60–240 м, мощность – от первых десятков сантиметров до 2 м.

Линзообразные залежи приурочены к горизонту песчаников и гравелитов мощностью 2–10 м. Размеры линз незначительные. Длина самой крупной залежи по простиранию 230 м, мощность около 2 м. Рудное вещество

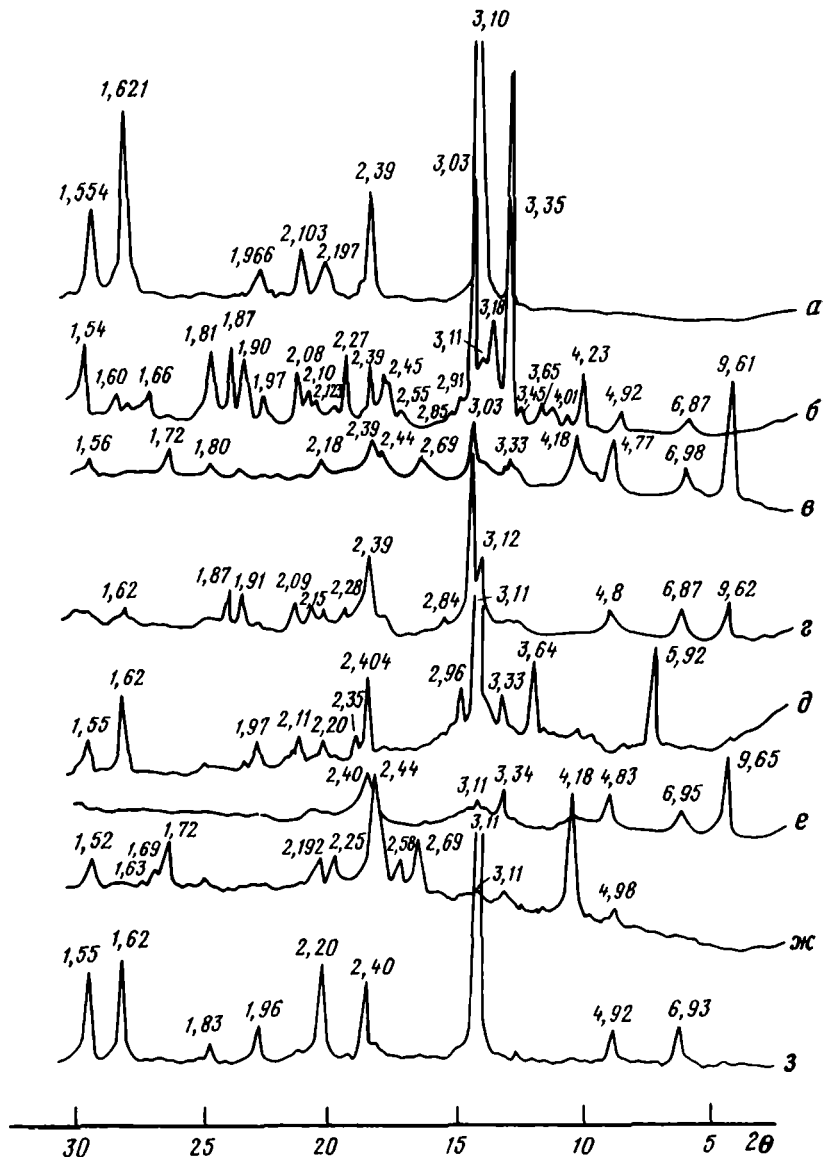


Р и с. 2. Распределение изученных участков и места отбора руд для анализов

I - позднеплиоценовые-современные отложения (пески, галечники, валуны); < - неогеновые отложения (алевролиты, аргиллиты, песчаники, конгломераты, коралловые известняки, гипсы); 3 - породы докембрийского кристаллического фундамента; 4 - геологические границы; 5 - разломы: а - установленные, б - предполагаемые, в - перекрытые четвертичными отложениями; 6 - контуры участков проявлений Fe-Mn руд; I - Башавейб, II - Сарара; 7 - места отбора руд для анализов

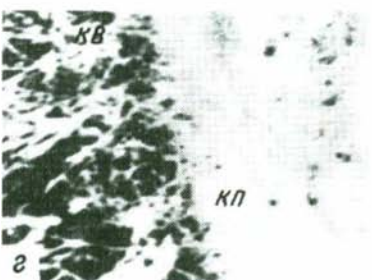
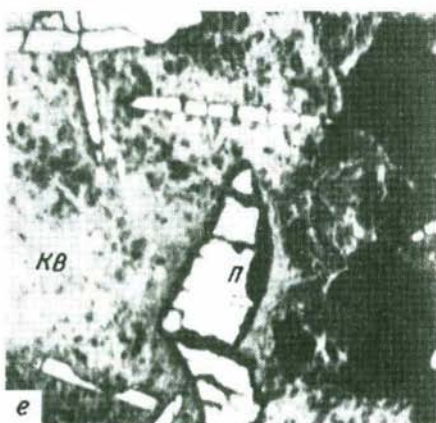
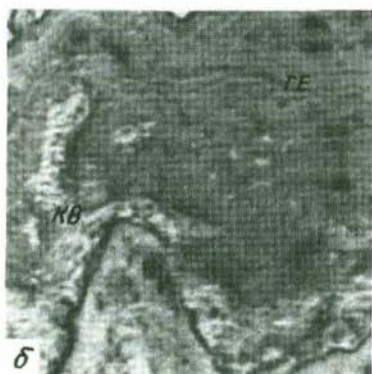
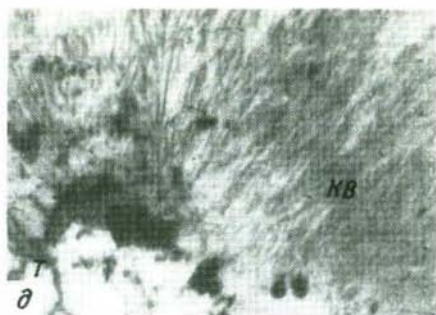
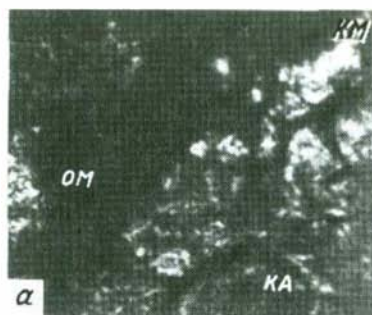
является составной частью цемента во вмещающих породах. В ряде случаев встречаются желваковые рудные образования, имеющие линзовидную форму; они достигают 10 см в диаметре. Рудные желваки, как правило, располагаются согласно слоистости вмещающих их отложений. Прослеживаются они обычно на небольшие расстояния.

Проявление Башавейб находится в 10-15 км от побережья Красного моря. Здесь также наблюдаются рудные жилы и сопряженные с ними линзовидные рудные тела. Протяженность жил обычно не более 15-20 м, толщина жил составляет первые десятки сантиметров. Линзовидные рудные тела, находящиеся среди песчаников и гравелитов, имеют мощность в среднем около 1 м.



Р и с. 3. Рентгендифрактометрические кривые руд
 а - обр. 67/68; б - обр. 12/46 (участок Сарара); в - обр. 31/358; г, д - обр. 51/293; е-з - обр. 36/380 (участок Башавейб)

Результаты химических, минераграфических и рентгеновских анализов изученных нами образцов руд участков Сарара и Башавейб сведены в табл. 1 и 2, на рис. 3. Микрофотографии руд даны на рис. 4.



Р и с. 4. Изученные руды участков Сарара и Башавейб

а - участок шлифа разнозернистого песчаника (обр. 12/46); окислы марганца -ом, кальцит -ка, карбонаты марганца, представленные родохрозитом (кальциевым родохрозитом) - км; шлиф открытый, окрашенный комплексным реактивом [6], свет проходящий, с анализатором увел. 40; б - развитие волокнистого криптомелана (кв) по гетиту (ге), обр. 31/358; свет отраженный, без анализатора, увел. 30; в - выделения пиролюзита (п) и скрытокристаллического, плотного криптомелана (кп), обр. 31/358; свет отраженный, без анализатора, увел. 90; г - переход скрытокристаллического плотного криптомелана (кп) в волокнистую разновидность (кв), обр. 36/380; условия съемки и увеличения те же; д - развитие волокнистого криптомелана (кв) по тодорокиту (т), обр. 31/358, свет отраженный, без анализатора, увел. 120; е - выделение пиролюзита (п) среди волокнистого криптомелана (кв), обр. 36/380, свет отраженный без анализатора, увел. 40; ж - деталь строения коллоидных марганцеворужич выделений; криптомелан плотный (кп), криптомелан волокнистый (кв); обр. 51/293, свет отраженный, без анализатора, увел. 30; з - то же, обр. 31/358, условия съемки и увеличение те же

Обр. 67/68 отобран на участке Сарара из довольно крупных (5-7 см в диаметре) линзовидной формы желваков, располагающихся согласно слоистости в разнозернистом песчанике, предположительный возраст которого - неоген. Желваки, как правило, представлены пиролюзитом, имеющим мелкозернистое строение (рис. 3а). Лишь на отдельных участках под микроскопом видны небольшого размера участки, обычно располагающиеся вблизи скопления более крупных терригенных зерен, где пиролюзит представлен средне- и крупнозернистыми разновидностями.

После удаления из желваков марганца способом, описанным ранее [5], установлено, что терригенные зерна наиболее часто представлены кварцем, калиевыми полевыми шпатами, обломками гранитов и сиенитов и др. На дифрактограмме фракции < 0,001 мм, выделенной из этого образца, после удаления марганца вырисовываются небольшого размера пики, относящиеся к гидрослюдам и предположительно к монтмориллониту.

Обр. 12/46 представлен разнозернистым песчаником, в цементе которого имеют место выделения гидроокислов марганца. В проходящем свете под микроскопом видно, что помимо гидроокислов марганца значительное развитие в цементе приобрели карбонатные минералы (рис. 4, а). Окрашивание непокрытых шлифов [6] обр. 12/46 позволило установить, кроме кальцита (окрашивается комплексным реактивом в ярко-красный цвет), карбонат, не реагирующий на реактив.

На дифрактограмме песчаника, кроме отражений 3,03 Å и др., характерных для кальцита, имеются и отражения, имеющие небольшую интенсивность, располагающиеся в области 2,85 Å и 2,91 Å (рис. 3, б), отвечающие родохрозиту и кальциевому родохрозиту.

Эти карбонатно-марганцевые минералы, как правило, не окрашиваются комплексным реактивом. Окислы марганца, развивающиеся по карбонатным марганцевым минералам, вероятнее всего, представлены рентгеноаморфными образованиями и частично вернадитом. Отметим, что наиболее ранее выделившимися в цементе минералами являются карбонаты марганца

Типы изученных руд и их минеральный состав

Номер образца	Участок	Геологическая позиция	Тип оруденения	Основной минеральный состав рудного вещества
67/68	Сарара	Желваковые образования в разнозернистых песчаниках	Марганцевый	Пиrolозит
12/46	"	Цементирующая масса разнозернистых песчаников	"	Пиrolозит, криптомелан, родохрозит, кальциевый родохрозит
31/358	Башавейб	Линзовидное рудное тело в зоне разлома среди крупнозернистых песчаников	Железо-марганцевый	Тодорокит, криптомелан, пиrolозит, гетит, гематит, лимонит, самородное железо
51/293	"	Жильное рудное тело в разломе среди песчаников и аргиллитов	Марганцевый	Пиrolозит, криптомелан, тодорит
36/380	"	Линзовидное рудное тело в зоне разлома среди крупнозернистого песчаника	Главным образом марганцевый	Пиrolозит, криптомелан, гетит, лимонит

Т а б л и ц а 2

Результаты химических (в %) и спектральных (количественных) анализов марганцевых и железо-марганцевых руд Халайбской депрессии

Участки рудообразования	Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ (общ)	MnO (общ)	MgO	CaO	P ₂ O ₅	10 ⁻⁴ %									
										Na ₂ O	K ₂ O	Cr	Ni	V	Cu	Co	Pb	Mo	Ba
Сарара	67/68	1,9	не обн.	1,1	0,3	81,1	0,1	0,5	не обн.	0,1	0,04	15	23	285	210	6	270	18	0,0
	12/46	53,8	0,1	5,1	0,4	8,2	0,4	13,8	то же	1,1	1,6	3	11	107	10	20	180	10	940
Башавейб	31/358	21,2	не обн.	0,6	30,2	27,8	0,7	1,6	"	0,6	0,8	18	23	235	20	4	-	45	1,600
	51/293	0,3	то же	1,0	0,2	66,1	0,6	6,8	"	0,6	2,1	17	21	71	16	-	59	8	9,400
	36/380	2,9	0,1	1,6	4,7	68,2	1,3	2,1	"	1,3	0,9	15	13	130	10	19	238	85	11,600

(родохрозит, кальциевый родохронзит), позже по ним развивается кальцит.

Несколько отличными по составу и сложению оказались образцы руд, отобранные из почти вертикально стоящих жил, секущих песчаные и глинистые отложения на участке Башавейб. Среди них с помощью химических анализов устанавливаются чисто марганцевые (обр. 5I/293), марганцевые с небольшими включениями и прожилками железистых минералов (обр. 36/380) и железо-марганцевыми (обр. 3I/358) (табл. 2, 3).

Хотя рассматриваемые руды и различаются между собой по химическому и минералогическому составу, в их строении много общего. В составе руд участка Башавейб присутствуют окисные и окисленные минералы марганца и железа, среди которых установлены: скрытокристаллический тодорокит (рис. 3, в, д, е; рис. 4, д); криптомелан (рис. 3, б, в, д-з) плотный, скрытокристаллический (рис. 4, в, г, ж, з) и анизотропный, волокнистый (рис. 4, г, д, е-з), пиролюзит (рис. 3 а-з; рис. 4, в, е), гетит (рис. 3, е, ж; рис. 4, б), гематит (рис. 4, ж) и лимонит. Пиролюзит в рудах Халайбского района имеет две разновидности. Одна из них представлена хорошо выраженными кристаллическими разновидностями (мелко-, средне и крупнозернистыми), анизотропными при скрещенных николях, в отраженном свете под микроскопом (рис. 4, в). Другая разновидность пиролюзита представлена скрытокристаллической разновидностью, изотропной под микроскопом.

В отличие от явнокристаллических разновидностей пиролюзита, скрытокристаллический пиролюзит на рентгенограммах показывает ослабленные пики в области 3, II А, 2,40 А, I, 62 А. Отражения пиролюзита, характеризующиеся обычно небольшой интенсивностью на дебаеграммах скрытокристаллической разновидности, не проявляются.

Присутствие криптомелана подтверждается данными, полученными с помощью методов микродифракции электронов (ИГЕМ АН СССР) и рентгеноспектрального анализа на микроанализаторе типа "Камека"-MS-45. Содержание калия в криптомеланах колеблется в пределах 1,6-2,2 %, в то время как в других марганцеворудных минералах количество его находится на уровне первых десятых процента.

Широкое участие в строении марганцевых и железо-марганцевых руд участка Башавейб, как и на участке Сарара, принимает аутигенный кальцит (водяно-прозрачные крупные кристаллические образования). Кальцит в рассматриваемых рудах выделяется из гидротермальных растворов одним из последних, после железистых и марганцевых минералов и частично замещает их и развивается по ним. Также агрессивно ведет себя кальцит по отношению к глинистым и более крупным по размеру терригенно-обломочным зернам.

При протолочке в фарфоровой ступке образца 3I/35E (участок Башавейб), характеризующего повышенными содержаниями железа (см. табл. 2), установлены очень мелкие иголкоподобные и несколько иной формы ме-

таллические обломки, достигающие в некоторых случаях почти 0,1 мм в длину. Химический анализ, выполненный на приборе "Камека"-MS-45, свидетельствует, что металлические обломки на 98-99 % сложены железом. Рентгеновский анализ одного из металлических обломков, закатанного в резиновый клей (камера Дебая-Шерера, Co-K α излучение), показал на пленке линии с наибольшей интенсивностью (9-10) в области 2,04 Å и 1,16 Å и несколько менее интенсивные (5-7) - 1,4 Å и 1,01 Å. Рефлексы эти, согласно руководству В.И. Михеева [4], отвечают α -железу. Подобные мелкие частицы самородного железа были установлены и в других железо-марганцевых рудных образцах из Халайбской депрессии. Это, по нашему мнению, подтверждает высказанные ранее предложения о магматогенном (глубинном) происхождении гидротермальных растворов, участвующих в образовании месторождений и рудопроявлений на побережье Красного моря.

Химические и спектральные анализы руд участков Сарара и Башавейб (см. табл. 2) свидетельствуют, что они содержат очень небольшие количества малых элементов (за исключением бария). Такие мизерные количества никеля, меди, кобальта и других элементов и повышенные количества бария, весьма характерны для гидротермальных железо-марганцевых образований вообще. Руды Сарара и Башавейб, как видно на табл. 2, не содержат фосфора, мало в их составе и титана.

В.В. Балханов и А.В. Разваляев [1] считают, что формирование железо-марганцевых руд в районе Халайбской депрессии происходило в плиоцен-плейстоцене.

По В.В. Ишутину [3], жильное рудопроявление в Халайбской депрессии относится к плиоцену. Небольшая часть стратиформного типа железо-марганцевых руд, залегающих в виде линз среди четвертичных песчаников и гравелитов, как отмечалось выше, являются продуктами переотложения жильного типа руд.

Рудопроявления марганца в районах Wadi Mialik и Gebel Alda. Севернее Халайбского района также вблизи побережья Красного моря располагается район Wadi Mialik (см. рис. 1, № 5), в котором установлены рудопроявления марганца жильного типа. В основании разреза отложений залегают диориты, предположительно докембрийского возраста. Их перекрывают с несогласием песчаники и конгломераты миоценового возраста. Конгломераты, как правило, содержат гальку и валуны изверженных и метаморфических пород.

Диориты и находящиеся выше их песчаники и конгломераты прорваны порфириновыми дайками и кварцевыми жилами. Последние на ряде участков сопровождаются марганцевым оруденением. Марганцевые жилы изменяются по толщине от нескольких сантиметров до почти 1,3 м, достигая в длину 100-400 м. Жилы, несущие марганцевое оруденение, располагаются почти параллельно друг другу, образуя сложные группы. Они протягиваются в северо-западном-юго-восточном направлении, падая под углами 45-80° на

итго-восток. Судя по данным анализов, марганцевые образования сильно окислены. Содержания в них марганца (MnO) достигают 80–90 %. Главными минералами руд являются пиролюзит, псиломелан, гематит и лимонит [7, 10, 11].

В районе **Gebel Alda** (см. рис. I, № 4), находящемся в Восточной пустыне Египта, более удаленном от побережья Красного моря, чем рассмотренные выше участки рудопоявления и месторождения, установлены жилы полевого шпата, несущего марганцевое оруденение. Они пересекают докембрийские слениты. Толщина жил достигает 40 см. Видимая длина их около 100 м. Минералогические и химические данные об этих рудах в литературе нами не найдены.

Месторождения и рудопоявления на Синайском полуострове [7 и др.]. Наиболее важные в промышленном отношении марганцевые и железные руды, а также смешанные их разновидности, находятся в районе **Abu-Zenta** (см. рис. I, № 1). В строении района принимают участие породы разного возраста – архей, карбон, эоцен, миоцен, плейстоцен и современные. Плейстоценовые и современные отложения представлены гравелитами и песчаниками. Миоцен, имеющий мощность около 300 м, сложен конгломератами, песчаниками, песчаными глинами и известняками. В этот отрезок времени проявлялись интрузии базальта и долерита. Эоценовые отложения (известняки и глины) имеют мощность около 400 м. Меловые известняки, глины, песчаники и мергеля в общем достигают 750 м. Мощность нубийских песчаников (пермь) 500 м. Карбоновые отложения, сложенные песчаниками, сланцами, глинами и известняками с $Fe-Mn$ рудами, имеют мощность около 300 м. Докарбоновые породы представлены гранитами и гнейсами. Марганцевые и железистые руды располагаются согласно слоистости вмещающих пород, практически на одном и том же горизонте, в самой нижней части известковой серии карбона на контакте с нижней песчаниковой серией. Рудные тела не однообразны по форме и размерам. Они достигают мощности 4–8 м и нескольких сотен метров в длину. На контакте с разломами мощность рудных тел всегда наибольшая. По мере удаления от разломов мощности их заметно уменьшаются. Помимо основного рудного горизонта, $Fe-Mn$ проявления наблюдаются и выше известковой серии в верхних песчаниках, а иногда и в нижних песчаниках карбона. Эти проявления, однако, не имеют широкого распространения. Они, как правило, маломощны и связаны обычно с вертикально стоящими трещинами. На некоторых участках известняки карбона пигментированы черного цвета марганцевыми образованиями, вероятнее всего появившимися в результате окисления ранее выделившихся марганцевых карбонатов. Марганцевые и железистые руды характеризуются разнообразным строением. Встречаются массивные, кристаллические, зернистые, гроздьевидные и сталактитовые. Основными минералами, участвующими в сложении руд, являются пиролюзит, псиломелан, манганит, криптомелан и вад. Среди железистых разновидностей наиболее развиты гетит, гематит и лимонит. Весьма редко

встречаются: рамделлит, гаусманит, пирит, барит, креднерит ($\text{CuO} \cdot \text{Mn}_2\text{O}_3$), гетеролит ($\text{ZnO} \cdot \text{Mn}_2\text{O}_3$), малахит ($\text{CuCO}_3 \cdot \text{Cu}(\text{OH})_2$) и галенит (PbS).

На Синайском полуострове в районах *Gebel Musa* (см. рис. I, № 2) и *El Sheikh* (см. рис. I, № 3) также известны железо-марганцевые образования. Рудопоявления марганца и железа в районе *Gebel Musa* часто приурочиваются к пегматитовым дайкам, реже кварцевым жилам, секущим граниты. Дайки и жилы в основном имеют крутое, иногда почти вертикальное, падение. Мощности рудных образований небольшие, редко достигающие первого десятка сантиметров. Прослеживаются они на небольшие расстояния (50 м). Содержания железа и марганца в рудных выделениях изменяются в широких пределах. Встречаются почти чисто марганцевые с содержаниями MnO_2 около 50 % и $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3 = 5\%$, железистые ($\text{Fe}_2\text{O}_3 = 48\%$; $\text{MnO}_2 = 1,0\%$) или смешанные разновидности руд.

В районе *El Sheikh* рудоносным является конгломерат, сцементированный гидроксидлами марганца (псиломелан, пиролюзит), достигающий почти четырехметровой мощности. Богатый марганцем конгломерат, прослеживаемый на небольшие расстояния, обычно подстилается пластом красного цвета, представленным железистой охрой (гетит). Химические анализы наиболее типичных марганцевых и существенно железистых руд Синайского полуострова приведены в табл. 3.

Т а б л и ц а 3

Химический состав руд Синайского полуострова [7]

Анализир. компоненты	Mn-руды, %	Fe-Mn-руды, %	Анализир. компоненты	Mn-руды, %	Fe-Mn-руды, %
MnO_2	90,26	32,76	Si	0,44	5,80
MnO	0,90	0,97	P_2O_5	0,05	0,24
Fe_2O_3	0,40	51,47	S_2O_3	0,12	0,25
FeO	Нет	Нет	CuO	0,09	0,05
Al	0,65	23,80	PbO	0,14	0,07
TiO_2	Нет	Нет	ZnO	Следы	Следы
CaO	0,75	0,78	NiO+CoO	"	"
MgO	0,10	0,10	As	0,01	0,01
K_2O	0,83	0,30	CO_2	0,12	0,12
Na_2O	0,08	0,10	H_2O	1,98	3,25
BaO	1,10	0,40			
BaSO_4	0,84	0,90	Сумма	100 %	100 %

В марганцевых рудах Синайского полуострова, судя по данным анализов, в отличие от железистых значительно меньше алюминия и кремния, т.е. таких элементов, которые играют главную роль в сложении терригенно-обломочных компонентов осадков. Несколько меньше они содержат

фосфора, но бария в марганцевых разновидностях руд заметно больше. Часть бария, как видно из табл. 3, связана с марганцевыми образованиями в виде минерала псиломелана (голландит). Марганцевые и железисто-марганцевые руды Синайского полуострова, как и руды Халайбского района (западное побережье Красного моря) содержат очень мало никеля, меди, кобальта и других микроэлементов.

К сказанному добавим, что южнее Халайбского района, также на континенте, вблизи Красного моря известны проявления марганца и железа и в Токарской депрессии (см. рис. I, № 7).

Здесь также железо-марганцевые рудные образования приурочиваются к разломам и крупным трещинам, имеющим северо-западное простирание.

Рудопроявления Fe-Mn-Ba в районе Афарской депрессии (рис. I, № 8)

Железо-марганцево-бариевые образования Афарской депрессии занимают северную часть Эфиопии. Результаты их изучения сведены в работе Э. Бонатти с соавторами [8]. Наиболее крупное из рудопроявлений этого района Эн Кафала располагается в северной части узкого Данакильского грабена, зажато между западным бортом Афарской депрессии и Данакильским горстом. Ось грабена обладает сходным простиранием с осевым трогом рифта, но несколько смещена на запад. К осевой зоне приурочиваются эвалоритовые формации, возраст которых датируется неоднозначно — от позднего миоцена до позднего плиоцена включительно. Залегают они на породах континентального и частично морского происхождения неогенового возраста. Соленосная толща в районе осевой зоны грабен прорвана основными интрузиями и жерловиной четвертичного вулкана. В основании рудопроявления Эн Кафала установлены базальты, излившиеся в подводных условиях. Выше они перекрываются тонким слоем конгломерата, содержащего фрагменты базальтов. Их цементом являются продукты изменения MnO_2 . На конгломератах располагаются рифогенные известняки, для которых характерно наличие в их составе более 50 % обломков кальция песчаной размерности. Рифогенные известняки, перекрываемые оолитовыми известняками, содержат слои железистых пород невыдержанной мощности. Они перекрываются массивными марганцеворудными образованиями; мощность их доходит до 2 м.

На массивных марганцевых отложениях располагаются рифогенные известняки, содержащие тонкие прослои порошковатых на вид марганцевых окислов. Мощность этой пачки достигает первых десятков сантиметров.

Железосодержащие слои имеют красновато-коричневый цвет. Иногда они содержат тонкие (менее 1 см) прослойки марганца. По Э. Бонатти и др. [8], железосодержащие слои сложены главным образом гетитом и глинистыми минералами из группы нонтронита. Природные препараты фракции $< 0,001$ мм в базальных слоях (001) показывали на дифрактограммах межплоскостные расстояния, равные 14,8 Å. При насыщении их глицери-

ном базальное отражение расширяется до 1С,4 λ . Данные химических анализов указали, что железо находится в трехвалентной форме. Отражение (006) свидетельствовало, что глинистый железосодержащий минерал (нонтронит) диоктаэдрический. Установлена небольшая примесь - плагиоклазов, полевых шпатов и кварца. Иногда обнаруживается и кальцит. Среди богатых марганцем массивных слоев наиболее четко проявляется хорошо окристаллизованный пиролюзит. Кроме пиролюзита, с помощью рентгенометрии выявляются слабоупорядоченные фазы, среди которых обнаружены бернессит (7 λ магнитит) и следы родохрозита. Порошковатые марганцевые слои сложены тодорокитом, бернесситом и плохо окристаллизованным пиролюзитом. Небольшие по размеру линзы глиноподобного материала, установленные в нижних частях рудосодержащих отложений, представлены иллитом, хлоритом, кварцем и полевым шпатом. Повышенные содержания бария, достигающие до 58,000-62,500 $\cdot 10^{-4}$ %, как правило, приурочиваются к массивным марганцевым слоям. Гарийсодержащий минерал представлен стронциобиритом. Химические анализы обогащенных железом и марганцем слоев показали, что все они практически лишены малых элементов (за исключением бария). Содержания никеля, меди и кобальта в этих породах обычно не более 22 $\cdot 10^{-4}$ %. По мнению Э. Бонатти и др. [8], рудопоявление Эн Кафала, как и другие проявления Афарской депрессии, сформировалось в процессе активной подводной гидротермальной деятельности, относящейся к верхам плиоцена (200 000 лет), т.е. тогда же, когда сформировалась Афарская депрессия.

Свинцово-цинковые месторождения и рудопоявления западного побережья Красного моря (см. рис. I, № 9-2I)

Имеются данные о ряде пунктов, расположенных вдоль западного побережья Красного моря и на некотором удалении от него, где установлены Pb-Zn и Pb месторождения и рудопоявления [13, 14 и др.]. Небольшие по мощности линзы, содержащие повышенные концентрации свинца и цинка (или только свинца), изменяющиеся по длине от нескольких сантиметров до почти 150 м, располагаются согласно наслоению (стратиформный характер рудообразования) во вмещающих их отложениях. Наибольшее значение среди последних приобрели известковые песчаники и конгломераты базальной серии среднего миоцена.

Базальная серия среднего миоцена в изученных районах почти повсеместно располагается несогласно на докембрийских извержениях и метаморфических породах. Выше ее залегают породы (ангидриды, гипсы, битуминозные известняки) гипсоносной серии. Мощности этих серий несколько изменяются в разных районах, однако последовательность наслоения и место рудных выделений сохраняются. Мощность наиболее обогащенной рудными выделениями верхней части базальной серии доходит до 70-75 м.

Рудопоявления Pb и Zn также установлены и в нижнеэоценовых известняках района Wadi Gassus (см. рис. I, № 9), в олигоценых отложениях

ях вблизи *Sogru el Bahari* (см. рис. I, № 13) и в зонах разломов, пересекающих породы основания в районах *Zowakhir* и *Talaat Eid* (см. рис. I, соответственно № 10 и № 16). Среди минералов, участвующих в сложении рудосодержащих слоев, устанавливаются первичные и вторичные группы. К первичным рудным минералам относятся: галенит, пирит, марказит, мельниковит, сфалерит. Во вмещающих породах: кварц, доломит, кальцит, целестин, халцедон, алунит, монтмориллонит, галлуозит, барит, флюорит. Вторичные рудные минералы представлены: церуситом, гемиморфитом, смитсонитом, англезитом и др. Среди вторичных выделений во вмещающих отложениях определены: гетит, лимонит, гипс, окислы марганца, ярозит, каолинит, сера и др. Наиболее важные первичные рудные минералы: галенит, сфалерит и железистые сульфиды участвуют в сложении массивных, линзовидных и кокардовых выделений. Эти рудные минералы встречаются в виде прожилков и рассеянных включений во вмещающих породах. Определения малых и рассеянных элементов в рудных и безрудных отложениях показали, что все они практически обеднены ими. Несколько повышено в ряде случаев содержание таллия (до $50 \cdot 10^{-4} \%$), мышьяка (до $600 \cdot 10^{-4} \%$), серебра (до $300 \cdot 10^{-4} \%$) и кадмия (до $600 \cdot 10^{-4} \%$).

По мнению М.Е. Хайми и др. [13], а также некоторых других исследователей, рудопроявления и месторождения Pb и Zn являются эпигенетическими и сформировались сложным путем. Сульфидные минералы, составляющие основу руд, отлагались из горячих восходящих гидротермальных растворов, богатых металлами, при смешении их с просачивающимися сверху сульфатобогатыми метеорными водами, в восстановительных условиях и при высокой температуре, изменяющейся от 90 до 150 °С.

Pb, Zn, Cu и Ba образования восточного побережья Красного моря (рис. I, № 22)

Богатые свинцом, цинком, медью и барием образования, приуроченные к осадочным сериям, недавно установлены в ряде пунктов [9], располагающихся на небольших расстояниях друг от друга, вдоль восточного побережья Красного моря (участок *Jabal Dhaylan*). Докембрийские породы, слагающие основание, представлены кристаллическими сланцами, гранитами и диоритами, на которых с несогласием залегают олигоценые отложения.

Рудная минерализация приурочивается к породам разного возраста:

1) в обычных и конгломератных аркозах олигодена рудные выделения замещают и импрегнируют цементирующую массу, проявляясь, в основном, в виде церусита и хризоколлы и в меньшей степени — смитсонита и гидроцинкита; зоны минерализации наблюдаются в виде неясно оконтуренных пятен, достигающих в диаметре 20 м. Рудные выделения располагаются по двум — север-северо-запад и юго-восточной линиям, находящимся восточнее крупного глубинного разлома, устанавливаемого на основании геофизических данных;

2) в обломках карбонатов, заполняющих своеобразные каналы среди зеленых сланцев, фиксирующих часть субрифтовой фации, в зоне аллювиальной дельты (миоцен - и плиоцен-плейстоцен), в виде окисленных минералов свинца и цинка (церрусит, смитсонит, гидроцинкит), конкреции галенита и тонкого невыдержанного горизонта конкреций барита;

3) в рифовых известняках плиоцен-плейстоцена, в зонах их интенсивной импрегнации окисленными минералами цинка (смитсонит), по трещинам в виде выделений галенита, и в корках ("шляпах") в форме окисленных минералов цинка и свинца, микрообразований массивного галенита и окислов марганца; эти корки локализируются вдоль разломов имеющих север-северо-западное-юг-юго-восточное простирание; анализы корок показали явное преобладание цинка над свинцом (36 % Zn; 10 % Pb; 0,02 % Ag);

4) в четвертичных конгломератах (в виде линз хризоколлы), находящихся среди основной их массы; тип этот менее распространен по сравнению с приведенными выше, но также установлен на большом расстоянии к востоку от большого глубинного разлома север-северо-западное - юг-юго-восточное простирания.

Изложенный материал, сведенный в табл. 4, дает возможность присоединиться к мнению исследователей, изучавших ранее месторождения и рудопрооявления Fe, Mn, Pb, Zn, Cu и Ba западного и восточного побережья Красного моря, что все они, за редким исключением, имеют гидротермальное происхождение. Эти месторождения и рудопрооявления генетически связаны с разломами глубинного заложения, устанавливаемыми с помощью геофизических методов. Глубинные разломы, контролирующие "клавшное" строение плечевой части рифтовой зоны, в основном, ориентированы в север-северо-западное - юг-юго-восточном направлении. Разломы и трещины, к которым непосредственно приурочены рудные залежи перечисленных выше элементов, характеризуются того же направления простиранием, т.е. таким же простиранием, как и красноморский рифт. Основная часть рудных залежей имеет жильный характер. Значительно менее развиты стратиморфные линзовидно-пластовые образования и незначительные по распространению перекристаллизованные руды, в разрезах и на плане проявляемые в виде мелких линз, пятен, тонких прерывистых прослоек и др. среди прибрежно-морских и континентальных, сравнительно грубозернистых отложений.

По времени своего выделения как жильные, так и пластовые руды относятся к эпигенетическим, возникшим в сформировавшихся породах, а не в осадках, как это имеет место во впадинах Красного моря и в Афарской депрессии.

Садка рудных элементов, так же как и кальцита, по мнению многих исследователей, к которым присоединяемся и мы, происходила из гидротермальных растворов, имеющих мантийный источник, на что указывают и находки мелких обломков самородного железа среди Fe - Mn руд Халайбской депрессии.

Рудообразующие элементы	Районы рудообразования (рис. I)	Форма рудных тел	Характер рудообразования
Fe-Mn	Синайский п-ов (№ 1-3)	Пластовая и жильная	Эпитгенетический
Pb-Zn	Северо-западное побережье (№ 4, 5)	Жильная	"
Pb-Zn	Северо-западное и западное побережье (№ 9-21)	Пластовая и жильная	"
Fe-Mn	Западное побережье (№ 6, 7)	Жильная, реже пластовая	Эпитгенетический, реже переротложенный
Fe-Mn-Ba	Афарская депрессия, Юго-Западное побережье (№ 8)	Пластовая	Сингенетический
Pb, Zn, Cu, Ba	Северо-восточное побережье (№ 9)	В основном пластовая, реже жильная	Эпитгенетический и переротложенный

Pb - Zn месторождения и рудопоявления побережья Красного моря как бы вкраплены среди Fe-Mn образований или располагаются от них на незначительных расстояниях (см. рис. I).

Многие из них сформировались в миоценовое время (см. табл. 4). Однако сульфиды свинца и цинка формируются из гидротермальных растворов при более высоких температурах, на более раннем этапе вулканической деятельности, чем карбонатные и окисные железо-марганцевые.

Минералогическое изучение Fe - Mn руд побережья Красного моря свидетельствует об участии в их образовании низкотемпературных гидротермальных растворов. Следовательно, в рассматриваемом нами регионе процесс Pb-Zn-Cu сульфидообразования не происходил одновременно с формированием Fe-Mn карбонатов и окислов, а был несколько отделен от него в пространстве и во времени.

Г.Э. Бутузова [2 и др.] из личных наблюдений, а также по результатам своих исследований и обобщений большого литературного материала по Красному морю убедительно показала различный характер рудообразования в разных впадинах, на дне этого водоема, отличающихся также и интенсивностью гидротермальной деятельности.

Рудообразование во впадинах, по мнению Г.Э. Бутузовой, протекает весьма сложно, что приводит к сложному строению разрезов отложений, в которых наблюдаются чередования рудных (сульфиды, карбонаты, окислы) и безрудные отложения.

Основные рудные минералы		Место рудопроявлений в разрезе	Возраст основного рудообразования
первичные	вторичные		
манганит, псиломелан, криптомелан, гетит	Пиrolюзит, лимонит	Карбон, докембрий	Миоцен
Псиломелан, гетит	Пиrolюзит, лимонит	Миоцен, докембрий	"
Галенит, пирит, марказит, сфалерит, мельниковит	Церуссит, смитсонит, англезит, гемиморфит	Средний миоцен, нижний эоцен	Средний миоцен
Родохрозит, тодорит, гетит	Криптомелан, пиrolюзит, лимонит	Четвертичный, плиоцен, докембрий	Плиоцен
Нонтронит, родохрозит, бернессит, тодорит, стронциобарит, гетит	Пиrolюзит	Верхи плейстоцена	Верхний плейстоцен
Галенит, сфалерит	Церуссит, смитсонит, гидроцинкит, хризоколла	Четвертичный, плиоцен-плейстоцен, плиоцен-плейстоцен и миоцен, олигоцен	Четвертичный, третичный

Сложное строение рудоносной части отложений наблюдается и в разрезах Марской депрессии, где гидротермальное рудообразование, как и в Красном море, происходило сингенетично с отложениями осадков на морском дне [81].

Вместе с тем, согласно данным Г.Ю. Бутузовой [2 и др.], рудообразование во впадинах Красного моря контролируется не только степенью активности гидротермальных процессов, но и наличием особых морфологически выраженных "ловушек" рудного материала, состав которых в значительной степени определяется геохимическими процессами, протекающими в толще рассолов.

Широко известна генетическая связь расширяющихся рифтовых зон Земли с подъемом глубинного нагретого материала. Подъем его в виде серии даек, питающихся из нескольких или одного гигантского очага, привел к формированию в районе Красного моря резко отличных руд. Решающими факторами, контролирующими состав, строение и морфологию рассматриваемых рудных тел, вероятнее всего, явились физико-химические и геологические условия, господствующие в областях их формирования.

Л и т е р а т у р а

- Г. Балханов В.З., Развалев А.В. О генезисе марганцевых месторождений западного побережья Красного моря (в связи с рифтогенезом) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1979. № 9. С. 61-66.

2. Лу т у з о в а Г.А. Особенности гидротермально-осадочного рудо-
генеза в рифтовой зоне Красного моря // Литология и полез. ископа-
емые. 1973. № 5. С. 39-55.
3. И ш у т и н В.В. Красноморский рифт и его роль в размещении желе-
зомарганцевого оруденения // Геотектоника. 1982. № 3. С. 25-42.
4. М и х с е в В.И. Рентгенометрический определитель минералов. М.:
Госгеолтехиздат, 1957. 86 с.
5. Ш т е р е н б е р г Л.Е. К методике обесцвечивания железо-марган-
цевых образований в шлифах // Литология и полез. ископаемые.
1973. № 3. С. 149-150.
6. Ш т е р е н б е р г Л.Е., Г р е ч и н З.И., С о л о в ь е в А.А.,
Щ у р и н а Г.Н. К методике окрашивания карбонатных пород для
изучения минералов // Там же. 1972. № 5. С. 64-72.
7. A t t i a M.I. Manganese deposits of Egypt // XX Intern. Geol.
Congr.: Symp. Sorbe Yacimientos de Manganeso. Mexico, 1956. Vol.2:
Africa. P. 143-171.
8. B o n a t t i E., F i s h e r D.E., J o e n s u u O. et al.
Iron-Manganese-Barium deposits from the Northern Afar Rift (Ethio-
pia) // Econ. Geol. 1972. Vol. 67, N 6. P. 717-731.
9. D a b e t P., M a r c h e s s e a u J., M i l l o n R.,
M o t t i E. Mineral occurrences related to stratigraphy and tec-
tonics in tertiary sediments near Umm Lajj, eastern Red Sea, area
Saudi Arabia // Phil. Trans. Roy. Soc. London A. 1970. Vol. 267,
N 1. P. 99-106.
10. E l S h a z l y E.M. Classification of Egyptian mineral deposits
// Egypt. J. Geol. 1957. Vol. 1, N 1. P. 1-20.
11. E l S h a z l y E.M., S a l e e b G.S. Contribution to the mine-
ralogy of Egyptian Manganese deposits // Econ. Geol. 1959. Vol. 54,
N 5. P. 873-886.
12. G i l l D., F o r d S. Manganiferous-iron ore deposits of the
Bogma district Sinai, Egypt // XX Intern. Geol. Congr.: Symp.
Sorbe, Yacimientos de Manganeso. Mexico, 1956. Vol.2: Africa. P.173-
177.
13. Н и е м у М.В., Н а к х л а Ф.М., Р а с м у М. Contribution to
the mineralogy, geochemistry and genesis of the Miocene lead-zinc
deposits in Egypt // Chem. Erde. 1972. Bd. 31, N 3/4. S.373-390.
14. Р а с м у М., Y o n a n A.A. Mineralogy and geochemistry of the
lead-zinc mineralisation at Ranga, Red Sea coast // Acta mineral.-
petrogr. Szeged, 1982. Vol. 25(2), N 2. P. 211-221.

УДК 553.634.12

А.Д. Коробов

НИЗКОТЕМПЕРАТУРНЫЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ
В ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ФОРМАЦИЯХ ЗАБАЙКАЛЬЯ
КАК ФАКТОР РАЗМЕЩЕНИЯ ФЛЮОРИТОНОСНЫХ ПЛОЩАДЕЙ

В настоящее время вопросы генезиса и размещения флюоритовых место-
рождений сводятся к анализу структурных, в том числе глобально-струк-
турных, условий их локализации, а также систематике литологических
разрезов и выявлению пространственно-генетических связей с магматиз-
мом. В Забайкалье пристальное внимание уделяется литологическому кон-
тролю плавиковошпатового оруденения. Однако, несмотря на значительные
усилия больших коллективов геологов, этот вопрос до сих пор остается

не выясненным, а существующие представления нередко диаметрально противоположны [4, 6, 13, 18].

Учитывая то обстоятельство, что флюорит является одним из наиболее поздних гидротермальных образований областей тектономагматической активизации, условия его формирования, на наш взгляд, необходимо рассматривать в ряду постмагматических процессов, происходящих в структурах активизации.

В данной статье автор на оригинальном материале делает попытку оценить перспективы флюоритоносности Забайкалья с принципиально новых генетических позиций.

Все месторождения плавикового шпата в Забайкалье относятся к эпitherмальной флюоритовой формации. Они образовались в близповерхностных условиях и своим возникновением обязаны процессам позднемезозойской тектономагматической активизации каледонского (Западное Забайкалье) и герцинского (Восточное Забайкалье) складчатых поясов. Наибольшее число месторождений и проявлений плавикового шпата связано с позднемезозойскими впадинами на участках развития самых молодых эндогенных образований — пород базальт-дипаритовой формации. В Западном и Центральном Забайкалье в число этой формации входят ичетуйская (J_3), удинская (J_{2-3}), хилокская (J_3-K_1) и другие свиты и серии. Флюоритовое оруденение Восточного Забайкалья генетически связано с породами маякской и абагайтуевской свит (J_3-K_1) и субвулканическими телами абагайтуевского комплекса (K_1) [4].

Специальные исследования показали [7-10], что вулканогенный материал, слагающий позднемезозойские впадины Забайкалья, испытывал неодинаковый характер гидротермального перерождения. Изменение пород зависело от их литолого-петрографических особенностей, а также типа наложенных структур активизации, в которых они локализованы. По мнению Э.В. Семинского [14], позднемезозойские депрессии Забайкалья формировались в условиях тесного переплетения процессов извержения и внедрения магмы, а также накопления терригенных толщ в приразломных впадинах. В итоге возник единый ряд депрессионных структур активизации, включающий палеокальдеры, вулканотектонические, вулканоседиментационные и седиментационные впадины. Границы между соседними типами структур проводятся условно.

В пределах Западного Забайкалья установлено [7, 10], что кислый витрокластический материал ичетуйской и удинской свит, выполняющий вулканотектонические депрессии, испытывает почти полную гидротермально-метасоматическую цеолитизацию с образованием промышленных скопленных клиноптилолита (Холинское месторождение) или морденита (месторождение Мухор-Тала). В вулканоседиментационных впадинах, находящихся на удалении от эруптивных центров, кислые и средние витрокластические туфы удинской свиты смектитизируются с формированием бентонитовых глин гидротермально-метасоматического типа (месторождение Тул-

дон и проявление Таряты). Таким образом, в вулканотектонических депрессиях сосредоточены стратиформные месторождения высококремнистых цеолитов, сменяющиеся с переходом в смежные вулканоседиментационные впадины, стратиформными месторождениями бентонитового сырья. Эти же структуры являются вмещителями эпитермального плавиковошпатового оруднения.

Детальные работы, проведенные на южном фланге Эгитинского флюоритового месторождения (Бравнинская вулканоседиментационная впадина), показали [9], что породы участка Таряты испытали две стадии гидротермальной переработки.

Первая (ранняя) связана с зонами разгрузки горячих растворов на площади развития юрских вулканитов (J_2-3ud): трахиандезитовых порфиритов, чередующихся в разрезе со среднеобломочными существенно витрокластическими туфами аналогичного состава, а также долеритов и гранитов позднеюрского интрузивного комплекса. Постмагматические изменения затронули почти исключительно породы удинской свиты, и интрузии долеритов носили гидротермально-метасоматический характер и выразились в локальной альбитизации и фельдшпатизации, а также широко проявленной аргиллизацией. Аргиллизация (смектитизация) касалась преимущественно туфов и привела к формированию скоплений бентонитовых глин (проявление Таряты).

Вторая (поздняя) стадия гидротермальной переработки проявилась в околотрещинном перерождении пород нижнего и верхнего структурных ярусов, сопряженном с флюоритообразованием. По масштабам своего развития эти процессы во много раз уступают предшествующим. Околорудные изменения выразились в гидрослюдизации, каолинизации, карбонатизации, оплакивании и окварцевании, которые наложались на гидротермалиты юрского эффузивно-пирокластического и интрузивного комплекса, а также на палеозойские гранитоиды и сиениты. В итоге достаточно однородный состав гидротермальных аргиллитов (бентонитов), сложенных кальциевым и кальциево-магниевым монтмориллонитом, был нарушен и в окололожных метасоматитах образовалась эпитермальная зональность: гидрослюда+смешанослойное смектит-гидрослюдистое образование+каолинит+кварц+карбонат+флюорит+(смектит) → смешанослойное смектит-гидрослюдистое образование+смектит+каолинит+кварц+карбонат → смектит+(каолинит+кварц+карбонат) → смектит+(кварц+карбонат) → смектит+(кварц) → смектит. Возникший при этом в бентонитах ареал наложенного окварцевания – самый широкий с нерезкими границами, карбонатизации – более четкий, а каолинизации, гидрослюдизации и оплакивания – узкий строго локализованный у рудных тел.

На основании изложенного можно сделать принципиальный вывод, что широко проявленные низкотемпературные гидротермальные процессы в позднемезозойских структурах Забайкалья, которые привели к формированию стратиформных месторождений цеолитов и бентонитов, предшествовали об-

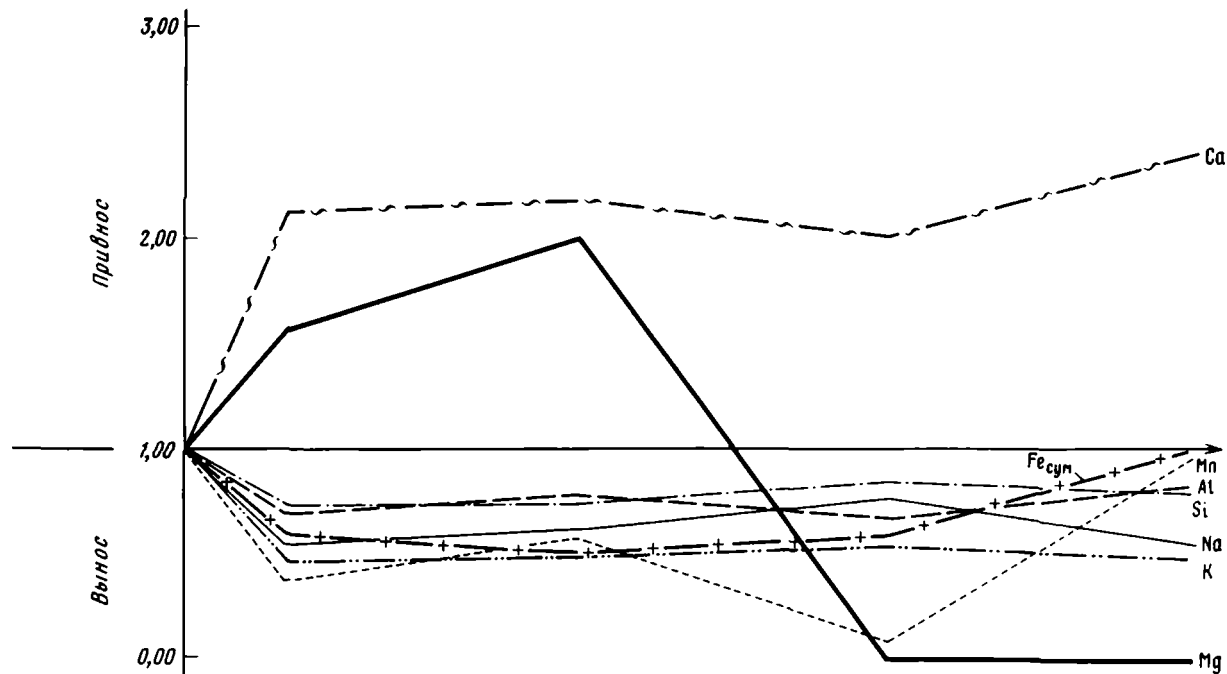
разованию флюоритовых месторождений. Сказанное совпадает с мнением А.А. Ивановой [4] и Ю.П. Лисцова с соавторами [13] о том, что основные гидротермальные изменения (в первую очередь аргиллизация) пород на плавиковошпатовых месторождениях Восточного Забайкалья завершились раньше флюоритонакопления.

В момент образования плавика, т.е. при мобилизации фтора растворами и его последующем осаждении, важнейшим фактором является присутствие в среде рудоотложения кальция для связывания фтора во флюорит. Если эндогенная (мантийная) природа F общепризнана, то в отношении источников кальция единого мнения у геологов пока нет. Вслед за П.А. Котовым [11], большинство исследователей считает, что кальций заимствуется из пород гидрогеологических массивов. Флюоритовые месторождения Забайкалья возникали в условиях небольших глубин при сравнительно частом изменении режима внешнего давления [16]. Это приводило к неоднократному приоткрыванию рудовмещающих полостей и созданию кратковременного вакуума. В результате происходили отсос и нисходящее перемещение богатых кальцием растворов и смешение их с восходящими фтороносными термами с образованием жильного флюорита в зонах линейных тектонических нарушений. При этом плавиковошпатовые жилы, локализуясь в заполнивших депрессии вулканитах и в породах фундамента, сосредоточивались близ поверхности их раздела [16]. Постараемся оценить, в каких случаях широко проявленные низкотемпературные процессы приводили к появлению подвижного кальция в растворах.

Обстановка минералообразования в раннюю гидротермальную стадию существенно различалась в вулкано-тектонических и вулкано-седиментационных депрессиях Забайкалья, которые можно рассматривать [13] как артезианские палеобассейны с гидрокарбонатно-кальциевыми или сульфатно-гидрокарбонатными кальциевыми водами.

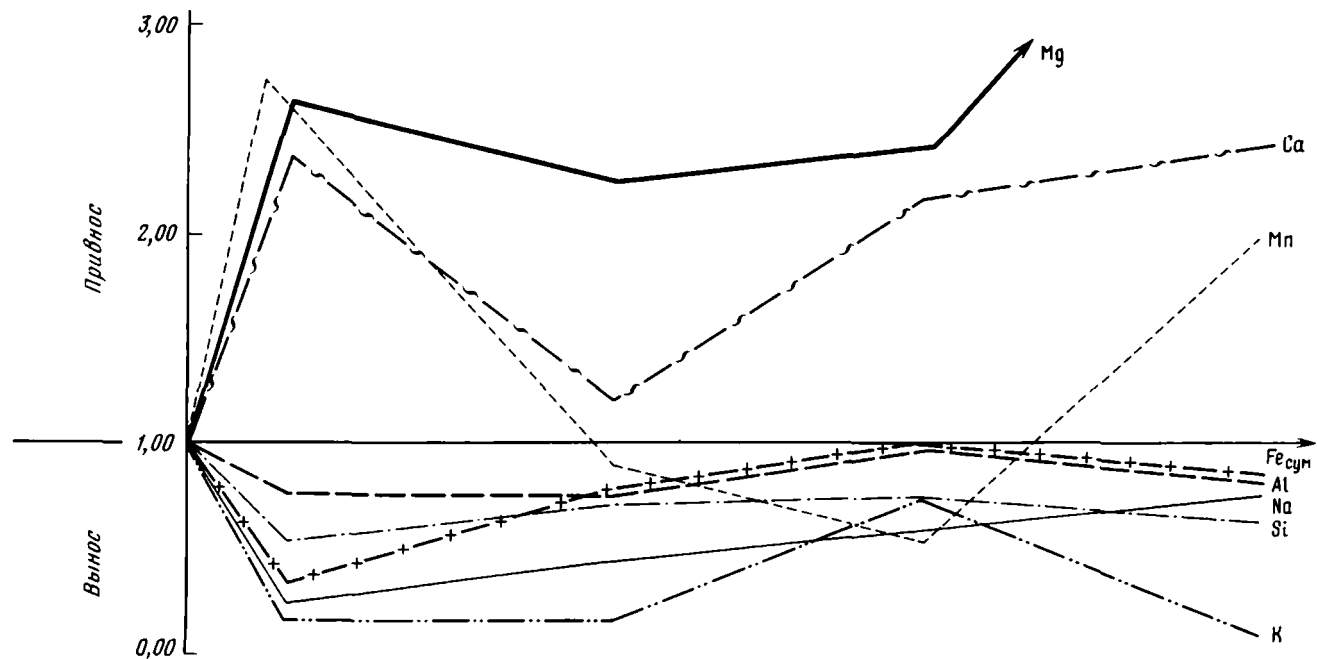
Расположение артезианских бассейнов внутри обширной области активного вулканизма, которую представляло собой Западное Забайкалье в поздней юре, приводило к прогреванию вмещающих водонасыщенных пород. Это вызывало свободную конвекцию подземных вод, служившую движущей силой гидротермальных процессов в наложенных структурах региона [8]. Однако прогрев водонасыщенных пород в различных впадинах был неодинаков. В вулкано-тектонических депрессиях в непосредственной близости от эруптивных аппаратов (Холинского и Мухор-Талинского) он был сильнее и вызывал преобразование кислых витрокластических туфов в высококремнистые цеолиты. Процесс сопровождался (рис. 1) обогащением пород кальцием (в 2,0-2,5 раза) и особенно H_2O , которые находились в позднемезозойских нагретых артезианских водах.

На флангах цеолитовых месторождений и в смежных с ними вулкано-седиментационных впадинах в силу удаленности от экструзивных куполов и меньшего прогрева водонасыщенных пород [15] цеолитизированные туфы постепенно уступают место своим смектитизированным аналогам. образо-



Неизменная порода	Цеолитизированные породы			
	1к-4	4к-2	4к-3	НК-2

Р и с. 1. Поведение породообразующих элементов при цеолитизации трахиаданитовых туфов Холдинского месторождения

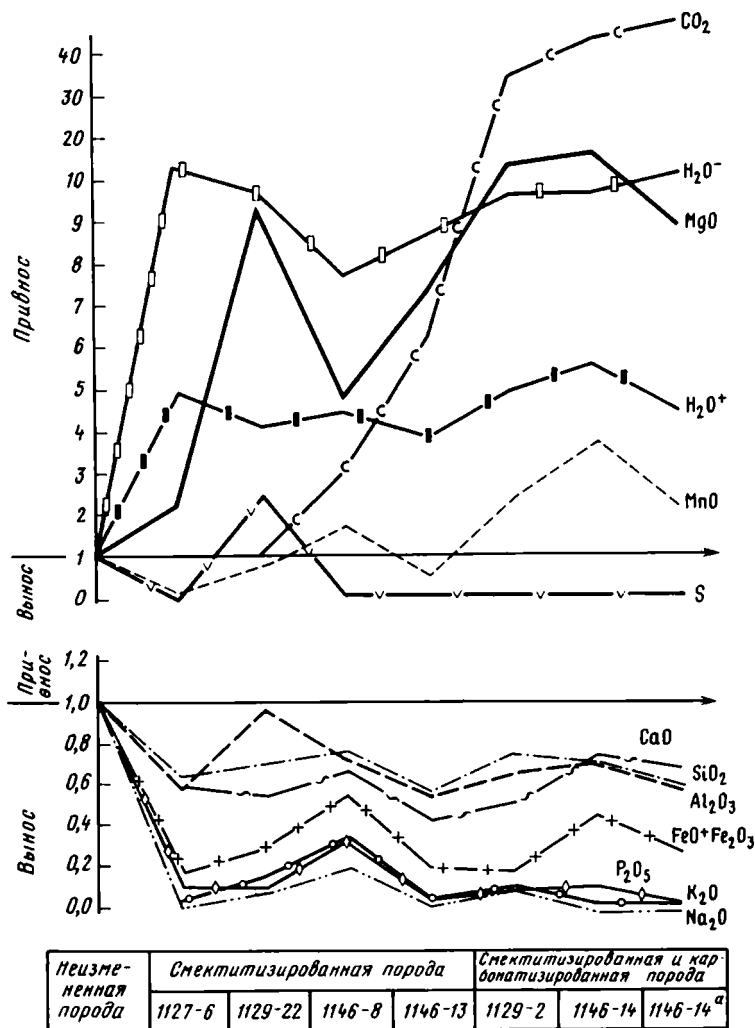


Неизменная порода	Глинизированные туфы			
	НК-4	327-19	327-8	324-13

Р и с. 2. Поведение породообразующих элементов при аргиллизации трахиандезитовых туфов Лолинского месторождения

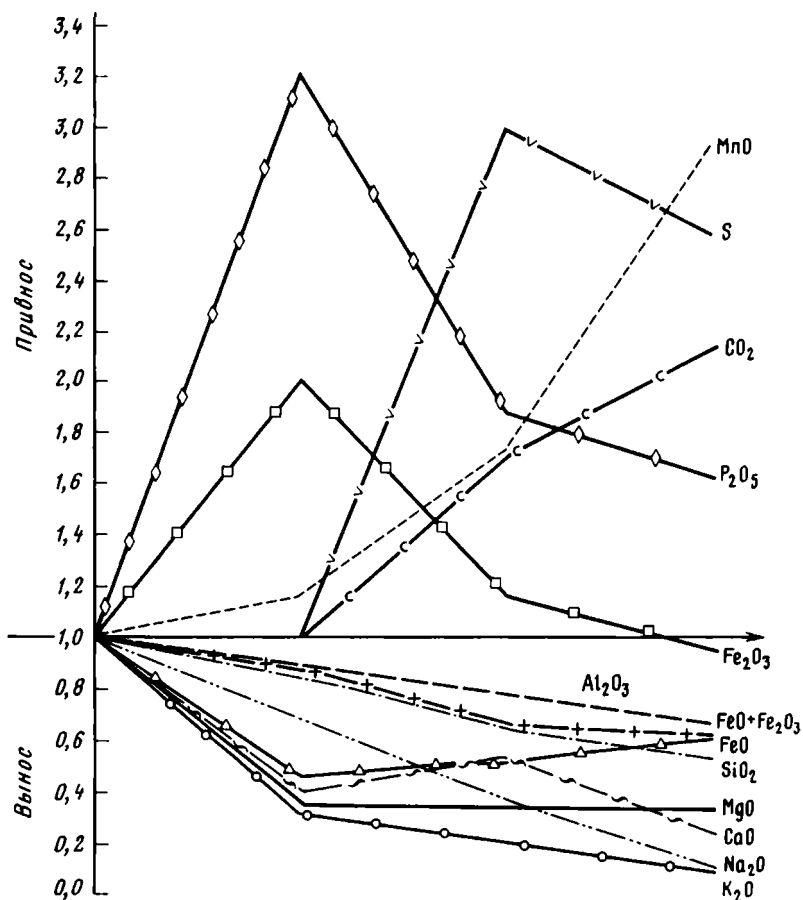
Вывнос монтмориллонитовых глин происходило с выносом большинства петрогенных элементов (рис. 2). Кроме того, в кислых туфах накапливались магний, но главным образом кальций (до 2,5 раз) и H_2O^- , которые, как и в случае цеолитизации, поставляли гидротермы – нагретые артезианские воды.

Совершенно иначе протекала смектитизация богатых кальцием вулканитов. В трахиандезитовых гилотуфах она вызвала потерю 50 % (рис. 3),



Р и с. 3. Поведение породообразующих элементов при аргиллизации и последующей карбонатизации трахиандезитовых туфов проявления Таряты

а в долеритах - 75 % (рис. 4) изначального содержания элемента в породах. Часть ионов Ca^{2+} выносилась за пределы депрессии, но значительное их количество оставалось в высокоминерализованных поровых растворах гидротермальных аргиллитов.



Неизменная порода	Карбонатизированная и слабо глинизированная порода		Нацело стеклитизированная и карбонатизированная порода
	1129-29	1129-31	1129-33

Р и с. 4. Поведение породообразующих элементов при аргиллизации и последующей карбонатизации долеритов проявления Таряты

Таким образом, только вулканы повышенной основности в зонах активной аргиллизации, контролируемых разломами [9], могли являться источником подвижного кальция. На участках же развития кислых пород, и, в первую очередь, витрокластических туфов, весь кальций, изначально содержащийся в грунтовых водах, извлекался при формировании страти-

формных месторождений (проявлений) высококремнистых цеолитов и гидротермально-метасоматических бентонитов. Поэтому к моменту поступления фтороносных растворов (вторая стадия гидротермального процесса) в позднемезозойских депрессиях Забайкалья создавались прямо противоположные обстановки для флюоритообразования.

В вулканотектонических и вулканоседиментационных впадинах на участках развития кислых витрокластических пород возникал острейший дефицит ионов Ca^{2+} , и плавиковый шпат образоваться не мог. Именно поэтому в Мухор-Талинской флюоритоносной зоне [18] плавика нет, но обнаружено крупное месторождение цеолитов. Флюорит там описан [3] лишь как аксессуарный минерал в пустотах и сферолитах фельзитов на участке Утес. Столь же редки находки флюорита и в той части Зравнинской депрессии, где сосредоточены продукты гидротермальной аргиллизации кислых витрокластических туфов (месторождение бентонитов Тулдон).

По той же причине на Абагайтуйском месторождении в Восточном Забайкалье флюоритовые жилы залегают в толще аргиллизированных андезитобазальтов, базальтов и их туфов, а кислые шаровые разности этого комплекса (липариты, липарито-дациты) содержат плавиковый шпат только в качестве аксессуаров [17].

Таким образом, широко развитые в позднемезозойских структурах Забайкалья процессы гидротермальной аргиллизации выразились в преимущественной **монтмориллонитизации** кислых и основных эффузивно-пирокластических пород. При этом смектиты развивались почти исключительно по вулканическому стеклу туфов, туфолав или брекчированных пород. Массивные андезитобазальты, диориты или долериты оставались свежими и лишь на участках дробления, смятия или на контакте с другими породами, т.е. в местах повышенного истечения гидротермальных растворов, они монтмориллонитизировались. Это касается и монолитных липаритов, липарито-дацитов и перлитов. Граниты, сиениты, гранито-гнейсы и кристаллические сланцы фундамента, а также интрузивные кислые и щелочные породы в силу хорошей раскристаллизованности остаются практически индифферентными к процессам смектитизации. Поэтому изменения, предшествовавшие отложению плавикового шпата, были приурочены главным образом к осадочно-вулканогенным образованиям верхнего структурного яруса депрессий.

Монтмориллонитизация осуществлялась слабоминерализованными близлежащими-слабощелочными термами [4, 9], что и определяло их малую активность и способность разрушать в первую очередь диспергированное вулканическое стекло.

Более поздние околорудные изменения, связанные с флюоритонакоплением, протекали под действием кислых растворов с $\text{pH } 5,3-6$ [1] и вызвали главным образом каолинизацию, окварцевание и оплакивание рудовмещающих пород [18]. Поскольку граниты и сиениты, в силу повышенной хрупкости являющиеся основными вмещающими плавика [9], практически не испытывали предрудной монтмориллонитизации, они разрушались

под воздействием более агрессивных кислых терм, способных почти нацело каолинировать эти кристаллически зернистые породы в непосредственной близости от жил или на некотором удалении от них.

Если околотрещинные изменения затрагивали вулканиты верхнего структурного яруса, то каолинизация, гидрослюдизация, окварцевание, оплавление и пр. накладывались на слабоизмененные породы, но чаще на их интенсивно монтмориллонитизированные разности. В итоге около флюоритовых жил возникало совмещение продуктов двух разорванных во времени и генетически не взаимосвязанных гидротермальных процессов. Большинство же геологов, вслед за О.В. Русиновой, А.А. Черепановым и К.Б. Булнаевым [2], считает их фациями единого зонально развивающегося процесса аргиллизации, что, по нашему мнению, не верно. Длавиковошпатовые жилы приурочены к бортам позднемезозойских впадин, и, располагаясь в заполняющих депрессии вулканитах и в породах фундамента, сосредоточены близ поверхности их раздела. Из предлагаемой нами модели и теоретических представлений Ю.П. Писцова с соавторами [13], роль зоны поверхности раздела сводилась к тому, что в артезианском палеобассейне она была первым на пути восходящих фтороносных терм водоносным комплексом и массивом трещинно-жильных вод, богатых ионом Ca^{2+} . Если в процессе рудообразования зона поверхности раздела утрачивала эту гидрогеологическую характеристику, роль поставщика подвижного кальция могла перейти к любому вышележащему водоносному элементу артезианского палеобассейна при условии, разумеется, наличия там аргиллизированных основных и средних пород.

В силу гидрогеологической специфики артезианских палеобассейнов, петрографических особенностей вмещающих толщ и характера разрывной тектоники флюоритовые жилы могут залегать в практически свежих разномосновных породах, если поблизости находился источник подвижного кальция. При этом вмещающие вулканиты не оказывали никакого влияния на распределение плавиковошпатовой минерализации. С нарастанием масштабов предрудного изменения состав пород становился определяющим в локализации флюорита. Он начинал прогрессивно концентрироваться в проницаемых зонах аргиллизированных основных и средних пород и совершенно не развивался в монтмориллонитовых глинах и цеолитолитах по кислым туфам. Поэтому, оценивая перспективность района на плавиковый шпат, необходимо уделять пристальное внимание как самим глинистым метасоматитам пород повышенной основности, считая их потенциально флюоритоносными, так и зонам контакта с породами фундамента или гранитами и сиенитами позднемезозойских интрузий.

Как уже отмечалось, образование жильного флюорита происходило в момент раскрытия трещин. При этом из аргиллизированных основных и средних пород богатые кальцием растворы отсасывались в полости, где, смешиваясь с восходящими фтороносными термами, давали плавиковошпатовую минерализацию. Однако по мере развития процесса мог создаваться дефицит Ca^{2+} в растворах свободной циркуляции, и не связанный в

плавик фтор начинал проникать в продукты гидротермальной аргиллизации (монтмориллонитизации). Там он вступал во взаимодействие с кальцием высокоминерализованных поровых вод и образовывал метасоматический флюорит. Видимо, этим объясняется интересная особенность постепенной эволюции флюоритовых скоплений Забайкалья – от жильных месторождений, образовавшихся путем выполнения трещин в начальные стадии процесса, до метасоматических залежей неправильной формы, сформировавшихся на последних этапах процесса. Однако это происходит не всегда. Случается, что метасоматическое флюоритообразование уступает место жильной стадии в связи, например, с тектоническими подвижками. При этом меняется гидродинамическая обстановка, и инфильтрация фтороносных терм в аргиллизированные породы переходит к направленному их поступлению по трещинам.

В связи с тем, что угленосно-терригенные отложения (глинисто-углистые алевролиты) позднемезозойских впадин не подвергаются гидротермальным изменениям [4] и не могут являться источником кальция, в этих структурах промышленные скопления флюорита не формируются. Для Забайкалья доказана парагенетическая связь месторождений плавика с комплексом основных щелочных пород [4, 19]. Ограниченность размеров флюоритоносных площадей по сравнению с площадями развития этих пород, с нашей точки зрения, объясняется ограниченностью проявления в них предрудной монтмориллонитизации, а не отсутствием специализации вулканитов на фтор, как в настоящее время [12] принято считать.

Согласно теоретическим соображениям А.Д. Щеглова [18], месторождения и рудопоявления плавика образовались на втором этапе активизации, когда наложенные впадины заполнились терригенным и осадочно-вулканогенным материалом, а магматическая деятельность сократилась. Поскольку вулканизм Забайкалья проявлялся в континентальную позднеплетцорменную стадию развития земной коры, региональные термоградиенты там оставались настолько слабыми, что эндогенная аргиллизация являлась доминирующим гидротермальным процессом этого обширного района. На стадии завершения первого этапа активизации в позднемезозойских депрессиях почти полностью закончились низкотемпературные постмагматические процессы, предшествующие поступлению по глубинным разломам фтороносных погоннов. В связи с некоторым их запаздыванием они попадали в приповерхностных условиях в благоприятную для стабилизации фтора обстановку на площадях развития аргиллизированных богатых кальцием пород, что и привело к формированию скоплений эпитермального плавикового штата. Такой подход с новых позиций объясняет механизм флюоритообразования в геологической триаде А.Д. Щеглова [19]: жесткий блок+глубинный разлом+поверхностное месторождение.

Аналогичный минеральный состав, сходный характер формирования и рудолокализации флюоритовых месторождений Западного и Восточного Забайкалья, а также Монголии позволяют присоединиться к мнению А.Т. Соло-

вьева и других исследователей о выделении Центрально-Азиатской флюоритоносной провинции. Поскольку плавиковошпатовые месторождения – индикаторы областей тектоно-магматической активизации [18] – своим происхождением обязаны широкомасштабным низкотемпературным постмагматическим процессам, Центрально-Азиатскую флюоритоносную провинцию необходимо рассматривать как весьма перспективную на месторождения высококремнистых цеолитов и бентонитов гидротермально-метасоматического типа. Подтверждением сказанному служат первые находки клиноптилолитовых цеолитолитов в осадочно-вулканогенных толщах (u_3-K_1) Монголии [5].

Кроме того, в областях тектоно-магматической активизации наряду с флюоритом известны эпитермальные рудопоявления и скопления сурьмы, вольфрама, мышьяка и ртути. Поскольку они образовались позже флюорита и в последовательности рудоотложения выстраивались в следующий ряд: флюорит → (золото+серебро) → сурьма → вольфрам → ртуть [19], можно утверждать, что сформировались эти месторождения после завершения широкомасштабных низкотемпературных процессов. При этом на каждом из месторождений могло произойти наложение окolorудных изменений на продукты предшествующей гидротермальной переработки с образованием совмещенной метасоматической зональности. Изложенное необходимо учитывать при изучении процессов окolorудной аргиллизации, что позволит правильно оценить развитие гидротермального процесса и целенаправленное вести поиски и разведку рудных месторождений.

Анализ оригинальных наблюдений и литературных источников позволяет нам сделать следующие основные выводы.

1. В позднемезозойских структурах активизации Забайкалья впервые выделяется самостоятельная (ранняя) стадия гидротермального изменения пород, приведшая, с одной стороны, к возникновению стратиформных месторождений и проявлений бентонитов и высококремнистых цеолитов, а с другой – определившая места локализации эпитермального флюорита. Ранняя гидротермальная стадия предшествовала поступлению по глубинным разломам фтороносных терм и генетически не связана с флюоритонакоплением.

2. Поведение кальция в низкотемпературных процессах ранней стадии было неодинаково: он накапливался (извлекался из гидротерм) при аргиллизации и цеолитизации кислых пород и высвобождался, обогащая поровые и свободно циркулирующие горячие растворы, при глинизации средних и основных вулканитов.

3. Стратиформные месторождения и проявления высококремнистых цеолитов или гидротермально-метасоматических бентонитов по кислым породам необходимо рассматривать как запрещенные на эпитермальный флюорит. Аргиллизированные же основные и средние вулканиты следует считать потенциально флюоритоносными и в этой связи уделять наиболее пристальное внимание как самим глинистым метасоматитам, так и зонам их контакта с породами фундамента или с гранитами и сиенитами позднемезозойских интрузий.

4. Эпитермальные месторождения плавикового шпата свидетельствуют о перспективности областей тектоно-магматической активизации на высококремнистые цеолиты и бентониты гидротермально-метасоматического типа.

5. Формирование эпитермальных месторождений флюорита, а также сурьмы, вольфрама и ртути могло привести к образованию совмещенной метасоматической зональности в продуктах околорудной аргиллизации. Учет этого обстоятельства позволит целенаправленнее вести поиски и разведку месторождений рудных полезных ископаемых и флюорита в областях тектоно-магматической активизации.

Л и т е р а т у р а

1. А р х и п ч у к Р.З., Р о с и х и н а А.И. Условия формирования флюоритовой минерализации Западного Забайкалья по данным минералотермометрии // Геология руд. месторождений, 1969. № 5. С. IIC-II3.
2. Б у л н а е в К.Б. Об околорудной аргиллизации в эпитермальных флюоритовых месторождениях Западного Забайкалья и некоторые закономерности ее развития // Минералого-геохимические очерки Забайкалья. Улан-Удэ ВУ СО АН СССР, 1971. С. 56-62.
3. В о л я н ю к Н.Я. Вулканические стекла Мухор-Талы и связанные с ними шаровые образования (к вопросу ликвидации в кислых лавах). М.: Наука, 1972. 148 с.
4. И в а н о в а А.А. Флюоритовые месторождения Восточного Забайкалья. М.: Недра, 1974. 154 с.
5. З а й ц е в Н.С., К о с с о в с к а я А.Г., П е т р о в а В.В. и др. Первые находки цеолитов в МНР // Литология и полез. ископаемые. 1986. № 2. С. 125-126.
6. К о п л у с А.В. О промышленном значении флюоритового оруднения формации коры выветривания // Изв. вузов. Геология и разведка. 1986. № 3. С. 73-80.
7. К о р о б о в А.Д. О бентонитовых глинах месторождения Тулдон (Бурятская АССР). Саратов, 1985. 10 с. Деп. в ВИНИТИ 18.09.85, № 6691.
8. К о р о б о в А.Д. Тектоно-магматическая активизация и ее роль в формировании стратиформных месторождений бентонитов и высококремнистых цеолитов Западного Забайкалья. Саратов, 1986. 20 с. Деп. в ВИНИТИ 12.06.86, № 4331.-В.
9. К о р о б о в А.Д. Гидротермальные аргиллиты и продукты околожильного изменения флюоритовых тел (Эгитинское рудное поле, Западное Забайкалье). Саратов, 1986. 73 с. Деп. в ВИНИТИ 12.06.86, № 4350-В.
10. К о р о б о в А.Д., У л ь ж у т у е в Н.М. Цеолиты и глинистые метасоматиты Холинского месторождения Бурятия (происхождение и состав). Саратов, 1985. 48 с. Деп. в ВИНИТИ 04.12.85, № 8326-В.
11. К о т о в П.А. Роль подземных вод при формировании флюоритовых месторождений Забайкалья // Геология некоторых рудных месторождений Забайкалья. Чита; СО АН СССР, 1968. С. 131-144.
12. К о т о в П.А. Кальциенность пород как геохимический критерий флюоритности площадей (на примере Забайкалья) // Докл. АН СССР. 1975. Т. 220, № 1. С. 205-208.
13. Л и с ц о в К.П., К а р е л и н С.П., М у р а т о в а И.И. О типовых геологических обстановках близповерхностного гидротермального оруднения в Восточном Забайкалье // Геология и геофизика. 1983. № 4. С. 51-57.

14. Семинский И. В. Вулканизм и гидротермальное оруднение в активизированных областях. М.: Наука, 1980. 140 с.
15. Сендеров Э. С. Состав растворов и равновесия цеолитов в районах современного минералообразования // Тр. конференции по вопросам геологии, физико-химических свойств и применения природных цеолитов. Тбилиси: Мецниереба, 1981. С. 25-33.
16. Строна П. А. О некоторых закономерностях в распределении флюоритовых месторождений в южной части Восточного Забайкалья // Изв. вузов. Геология и разведка. 1960. № 4. С. 89-92.
17. Строна П. А., Киселева Н. Ф. Некоторые особенности позднечехословацких эффузивов Приаргуны и их металлогеническое значение // Зап. Ленингр. ун-та. 1965. Т. 49, вып. 2. С. 103-111.
18. Щеглов А. Д. Эндемичная металлогения Западного Забайкалья. Л.: Недра, 1966. 280 с.
19. Щеглов А. Д. Металлогения срединных массивов. Л.: Недра, 1971. 148 с.

УДК 553.24.065:549.623

Б.К. Омеляненко, О.В. Андреева,
И.М. Воловикова, В.А. Головин
ТОНКОЧЕШУЧАТЫЕ ДИОКТАЭДРИЧЕСКИЕ КАЛИЕВЫЕ СЛЮДЫ
КАК ИНДИКАТОРЫ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ГЕНЕЗИСА МЕТАСОМАТИТОВ

Успешное использование измененных пород для прогноза поисков и оценки гидротермальных месторождений в большой степени связано с правильностью определения генетической природы метасоматитов, вмещающих рудные залежи. Целесообразность использования диоктаэдрических слюд для решения этого вопроса обусловлена их широким распространением. Тонкочешуйчатые диоктаэдрические светлые калиевые слюды (ТДКС) являются типоморфными минералами большинства формационных типов низкотемпературных метасоматитов – березитов, кварц-серицитовых метасоматитов, гидрослюдизитов, гидротермальных аргиллизитов, сопровождающих многие месторождения таких важнейших видов минерального сырья, как уран, полиметаллы, золото, серебро, ртуть, флюорит и пр. В данном случае речь идет лишь о светлых, высокоалюминиевых калиевых диоктаэдрических слюдах, поскольку селадониты и глаукониты, а также парагониты в гидротермальных околорудных породах встречаются редко.

ТДКС распространены в природе чрезвычайно широко. Они формируются не только в процессе околорудного гидротермального метасоматоза, но и в связи с региональным метаморфизмом, катагенезом осадков, а также в ряде термопроявлений областей активного вулканизма. (см. таблицу). Столь значительное распространение их обусловлено обширной областью термодинамической стабильности слюд мусковитового типа в отношении температур и составов раствора. Вместе с тем природные тонкочешуйчатые слюды по своим свойствам неоднородны.

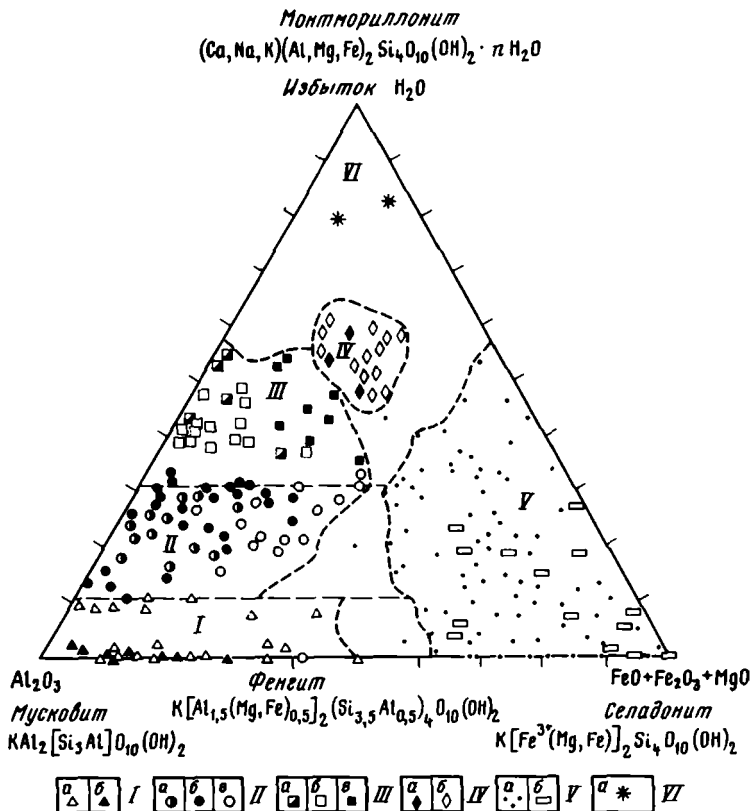
Они различаются химическим составом, политипией, степенью упорядоченности структуры, содержанием разбухающих межслоев смектитового типа и некоторыми другими признаками. Все это указывает на то, что ТДКС

Схема сопоставления свойств светлых алюминиевых слюд различных генетических типов

Тип слюдосодержащих пород	Генетическая природа	Содержание разбухающих межслоев	Степень упорядоченности переслаивания	Политипия	Разновидности по химическому составу	Сопутствующие парагенные минералы
Грейзены	Гидротермальные	0	Упорядоченные	$2M_I, (3T)$	Мусковиты (мусковит-фенгиты)	Кварц, топаз, флюорит
Березиты и кварц-серицитовые метасоматиты		0-5	"	$2M_I, 2M_I + 1M$ ($2M_2$)	Мусковит-фенгиты	Карбонат, кварц, пирит
Гидрослюдизиты		5-50	Упорядоченные, с тенденцией к упорядоченности	$1M, 1M + 2M_I$ ($2M_2$)	То же	Карбонат, кварц
Гидротермальные аргиллизиты		20-50	То же	$1M, (2M_2)$	"	Каолинит, смектит, карбонат, кварц, цеолиты
Метapelиты и другие метаморфические породы	Метаморфические	0	Упорядоченные	$2M_I, (3T)$	фенгиты, Fe-фенгиты, мусковит-фенгиты	Хлорит, хлоритовит, стильпномелан, андалузит и др.
Продукты эпигенеза осадков	Экзогенные и эпигенетические	0-100	Неупорядоченные с тенденцией к упорядоченности	$1M_2, 1M, 1M + 2M_I$	Иллиты с повышенным содержанием Fe	Глинистые минералы, карбонаты
Коры выветривания			Новообразованные слюды перечисленных выше типов не характерны			

достаточно отчетливо реагируют на условия среды минералообразования, а их типоморфные особенности могут использоваться как индикаторы генезиса слюдосодержащих пород. Эта задача требует разработки соответствующей систематики.

Попытка определить положение светлых тонкочешуйчатых слюд гидротермального генезиса среди всего разнообразия диоктаэдрических слюд приведена на рис. I. Представленная диаграмма отражает состав слюд в отношении мольных количеств Al_2O_3 , $(Fe, Mg)O$, $H_2O_{общ}$. При этом левый нижний ее угол условно принят за 100 % мусковитового минерала (38 % Al_2O_3 в идеальном мусковите), правый – за 100 % селадонитового минерала (29 % $(Fe+Mg)$ в селадоните), а вершина отвечает максимальному

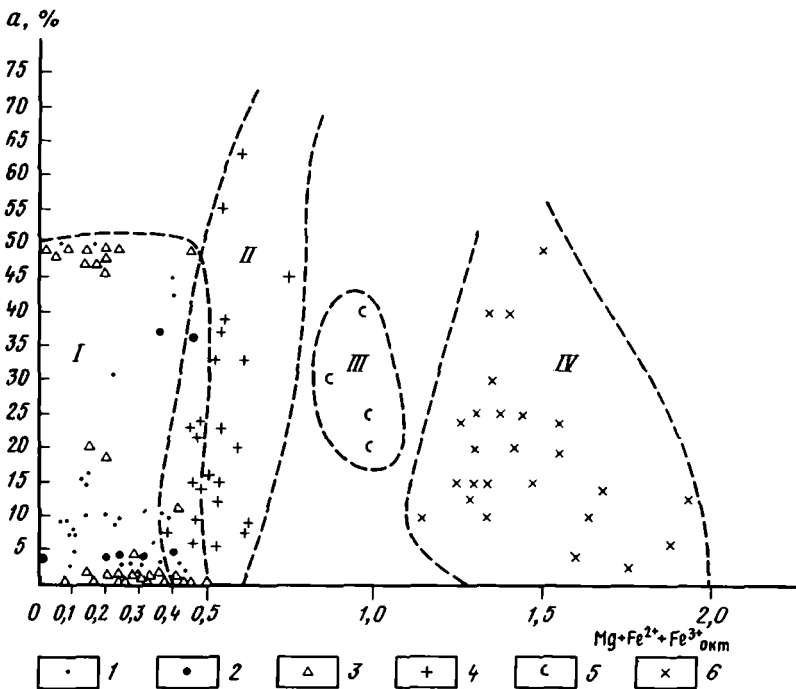


Р и с. I. Диаграмма вариаций составов серицитов, гидрослюд и слюда-смектитовых смешанослойных минералов

I – серициты из гидротермальных месторождений: а – урановых, б – полиметаллических и золоторудных; II – гидрослюды: а – гидротермальных урановых месторождений, б – полиметаллических и золоторудных, в – из осадочных пород; III – смешанослойные минералы типа алюмо-ниевая слюда-смектит: а – из гидротермальных урановых месторождений, б – из полиметаллических, в – из осадочных пород; IV – сколиты: а – из осадочных пород района г. Сколе, б – из осадочных пород разных регионов; V – а – глаукониты, б – селадониты и их смешанослойные разновидности; VI – смектиты

содержанию воды в монтмориллоните как в наиболее водосодержащем слоистом силикате. Диаграмма достаточно условна, однако позволяет иллюстрировать некоторые важнейшие особенности химического состава слюд. В левой части треугольника группируются серициты, гидрослюда и смешаннослойные слюды-сметиты гидротермального генезиса из месторождений урана, полиметаллов, флюорита. Очевидно, что их составы в основном имеют меньшую железистость (и магниальность), чем слюды из осадочных пород. Вместе с тем имеется область, в которой их составы перекрываются. К правому нижнему углу диаграммы тяготеют селадониты и глаукониты (как уже указывалось, они весьма редки в гидротермальных метасоматитах). В средней части диаграммы обособилось поле сколитов, совершенно не характерных для гидротермальных околорудных метасоматитов. Здесь мы использовали лишь те анализы, которые отвечают изначально определению сколита, данному еще К. Смукловским [15]. Из числа более поздних работ, посвященных структурным особенностям и химизму этого минерала, необходимо отметить исследования В.А. Дрица, У.А. Сенюшной, В.Д. Шутова [11, 13]. Причисление к группе сколита гидротермальных слюд серицит-фенгитового типа (например, рудно-алтайских, что иногда встречается в литературе) совершенно необоснованно.

Перечисленные закономерности четче выражены на рис.2, где по оси абсцисс отложены (в формульных единицах) содержания Fe и Mg в октаэдрическом слое, а по оси ординат - содержания разбухающих межслоев (в процентах). Общее количество точек (меньшее, чем на рис.1), связано с тем, что далеко не каждый приводимый в литературе химический анализ сопровождается соответствующим рентгеновским исследованием. Из диаграммы видно, что гидротермальные слюды группируются в области, ограниченной 0-0,5 формульных единиц ($Mg+Fe^{2+}+Fe^{3+}$), причем большинство из них все же тяготеет к промежуточному мусковит-фенгитовому составу, по оси ординат она ограничена $\approx 50\%$ содержания разбухающих межслоев. Из диаграммы следует также, что в области 0,35-0,5 формульных единиц ($Mg+Fe$) в октаэдрическом слое составы слюд из гидротермальных метасоматитов и осадочных пород перекрываются. Поэтому химический состав слюд может указывать на их генезис только в тех частях диаграммы, которые по содержанию железа и магния находятся за пределами области перекрытия. Характерной особенностью слюд гидротермального происхождения является отсутствие смешаннослойных слюды-сметитовых фаз, содержащих более 50 % разбухающих межслоев. Этот вывод опирается на достаточно обширный статистический материал по слюдам гидротермальных аргиллизитов и гидрослюдистых метасоматитов как собственный, так и заимствованный из литературных источников [5]. Эта же особенность свойственна и слюдыстым минералам из наиболее высокотемпературных скважин современных термопроявлений [16]. Диаграмма 2 отражает, кроме того, отсутствие зависимости между степенью замещения октаэдрического алюминия на железо и магний и содержанием сметитовых межслоев.



Р и с. 2. Группировка диоктаэдрических калиевых слюдистых минералов разного генезиса в зависимости от содержаний разбухающих межслоев (а) и степени замещения Al^{VI} на Fe, Mg

Пунктир – предположительные границы разных групп слюд: I – гидротермальные слюды и смешанослойные минералы из березитов, кварц-серпичитовых метасоматитов, гидрослюдизитов, аргиллизитов; II – иллиты и иллит-смактиты из осадочных пород; III – сколиты, IV – группа высокожелезистых слюд; 1 – серпичиты, гидрослюды и смешанослойные слюда-смактиты из урановых месторождений (данные авторов); 2 – то же – из урановых месторождений зарубежных стран; 3 – то же – из метасоматитов полиметаллических, колчеданных, медно-молибденовых месторождений; 4 – алюминиевые слюдистые минералы осадочных пород; 5 – сколиты; 6 – селадониты, глаукониты

Степень замещения Al^{VI} на Si также зависит не от степени смешанослойности, а от состава субстрата. Так, в смешанослойных слюда-смактитах и ректоритах, образованных по кислым стеклам, содержание тетраэдрического алюминия заметно ниже (24–26 %), чем в тех же минералах, развивающихся по кристаллическим породам (до 32 %).

Для всех гидротермальных слюдистых минералов характерно резкое преобладание калия в межслоевых промежутках. Разумеется, по мере увеличения содержания разбухающих межслоев концентрация калия понижается. Однако даже в гидротермальных ректоритах его содержания остаются высокими (до 6,5 %), что свидетельствует о вхождении его в межслои не только слюдяного, но и смактитового типа. Это обстоятельство не-

которыми исследователями [14] рассматривается как один из признаков гидротермального генезиса метасоматитов.

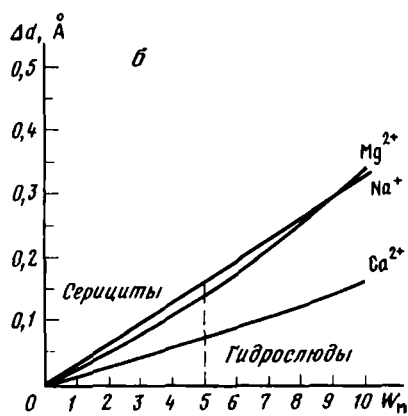
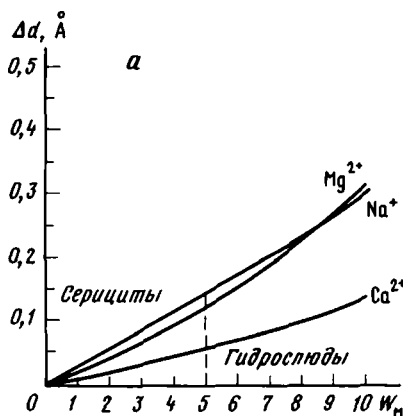
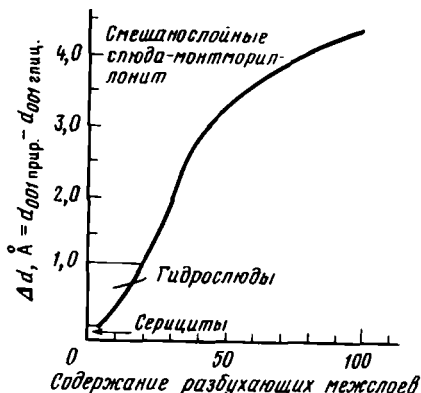
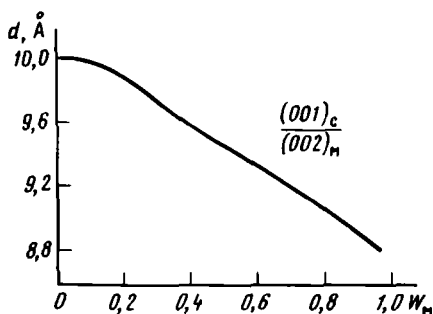
Несмотря на важность и информативность химизма слюды для создания классификации ТДКС, этот способ исследования остается все же мало применимым в геологической практике из-за сложности выделения мономинеральных фракций и трудоемкости проведения химических анализов.

Более пригодной для экспрессного анализа представляется еще одна характеристика ТДКС, которая может быть использована в качестве количественной основы их систематики. Ранее авторами (совместно с В.А. Дрицем и Б.Б. Звягиным) [10] было высказано положение о существовании для природных светлых слюдястых минералов следующего ряда, в зависимости от содержания разбухающих межслоев: мусковит → серицит (мелкочешуйчатый негидратированный мусковит без разбухающих межслоев) → слабогидратированный серицит, содержащий менее 5% разбухающих межслоев → гидрослюда (5–20% смектитовых межслоев) → смешанослойный слюда-смектит с содержанием > 20% разбухающих межслоев → смектит. Определение этих характеристик вполне доступно и не требует сложных аналитических работ. На рис. 3 приведена предложенная В.А. Дрицем и Б.А. Сахаровым [4] кривая, позволяющая определять содержания разбухающих межслоев по величине первого базального отражения для насыщенных глицирином образцов. Этот график пригоден при содержании смектитовых межслоев более чем на 20%.

В работе [10] нами были приведены графики зависимости величины $\Delta d - d_{\text{I-природы}} - d_{\text{I-глиц}}$ от содержания разбухающих межслоев, построенные Б.П. Градусовым и В.А. Дрицем (рис. 4 и 5). Преимущества их состоят в том, что систематические ошибки, свойственные различным лабораториям, не должны сказываться на разнице Δd между величиной первого базального рефлекса в сухом и насыщенном органическими жидкостями состояниях. Диаграмма (см. рис. 5) позволяет производить и весьма точные оценки содержания смектитовых межслоев при условии, если известен состав обменных катионов. Возможность проведения большого количества рентгеновских анализов такого рода во многом способствовала использованию отмеченной характеристики при наших исследованиях.

Перейдем к анализу особенностей гидротермальных слюд в зависимости от их формационной принадлежности и возможным отличиям их от слюд другого генезиса (см. таблицу).

Наиболее высокотемпературные слюды формируются при процессах грейзенизации. Они всегда хорошо окристаллизованы, нередко представлены крупночешуйчатыми разностями. Строго говоря, такие слюды не относятся к рассматриваемой нами группе ТДКС, но характеристика их необходима в качестве эталона метасоматических образований сугубо гидротермального генезиса. По составу слюды грейзенов приближаются к мусковитам либо отвечают мусковит-фенгитам и представлены исключительно модификацией $2M_1$ лишь в редких случаях с примесью $3T$. Среди прочих геологических образований слюды такого типа могут встречаться лишь в по-



Р и с. 3. Изменение значений первого базального отражения для неупорядоченных смешанослойных структур слюда-монтмориллонит в зависимости от содержания монтмориллонитовых слоев [4]

Р и с. 4. Зависимость между содержанием разбухающих межслоев и величиной смещения первого базального отражения в ряду мусковит-серицит-гидрослюда-смешанослойный слюда-монтмориллонит, по данным Б.П. Градусова

Р и с. 5. Зависимость между содержанием разбухающих межслоев и величиной смещения первого базального отражения на дифрактограммах, снятых для природных и насыщенных глицерином (а) или этиленгликолем (б) гидрослюд

родах амфиболитовой фации метаморфизма. Однако геологические условия локализации грейзенов, их четкая приуроченность к крутопадающим тектоническим зонам, высокий градиент интенсивности метасоматической переработки вмещающих пород, контрастность проявления метасоматической зональности позволяют однозначно относить слюдосодержащие ассоциации к гидротермальным.

Для березитов и кварц-серицитовых метасоматитов характерны ТДКС, за которыми исторически утвердилось наименование "серицит". В отличие от предыдущих, вариации в составах этих слюд более существенны, хотя они в общем все укладываются в интервал мусковит-фенгитов, в относительно редких случаях отвечают составу максимальных фенгитов и лишь очень редко приближаются к мусковитам. Максимальные фенгиты и близкие к ним по составам слюды обнаруживаются в исходных породах, изначально обогащенных основаниями (базальты, диориты и пр.). Слюды указанных формаций чаще представлены смесью политипных модификаций $2M_1+1M$, где первая всегда преобладает. Для серицитов из более высокотемпературных березитов (например, слюд Березовского золоторудного месторождения на Урале) и кварц-серицитовых метасоматитов единственным политипом является $2M_1$. Относительно редко обнаруживается модификация $2M_2$ и, хотя специфика условий, вызывающих ее образование, не вполне ясна, очевидно, что этот политип тяготеет к более низкотемпературным фациям березитов (в частности, ураноносным). Слюды березитов и кварц-серицитовых метасоматитов либо не содержат разбухающих межслоев, либо количество их не превышает 5%. Степень упорядоченности структуры серицитов всегда высокая.

Указанные два типа метасоматитов формируются в области температур порядка 300-350 °С, что определяет низкую вероятность нахождения соответствующих слюд в экзогенных условиях или при начальном эпигенезе осадков. Что же касается сланцев низких ступеней метаморфизма, то их отличия от метасоматических образований (как и для грейзенов) сводятся к выдержанности минерального состава, отсутствию какой-либо структурно-геологической приуроченности в развитии слюд, а следовательно градиента интенсивности метасоматических преобразований. Кроме того, следует иметь в виду, что и состав метаморфических слюд зеленосланцевой фации метаморфизма несколько отличается от березитов (см. таблицу). Так, среди них нередки максимальные фенгиты или феррифенгиты (в которых преобладает изовалентный изоморфизм Al^{VI} на Fe^{3+}), хотя конечно спектр вариаций их химических составов также весьма широк [7]. Но в березитах и кварц-серицитовых метасоматитах, развитых даже и по основным породам, максимальные фенгиты редки, а железистые фенгиты пока достоверно не установлены. Большое значение, наконец, имеют и характерные парагенетические ассоциации метаморфических слюд с такими минералами, как хлоритoid, стильпомелан, андалузит, неизвестными в околорудных метасоматитах.

Слюды наиболее низкотемпературных метасоматитов - гидротермальных аргиллизитов и гидрослюдизитов (см. таблицу) обладают многими чертами сходства со слюдами осадочных пород. Именно из-за них могут возникать трудности разграничения этих слюд. Слюдистые минералы гидротермального генезиса обладают заметными вариациями химического состава, обусловленными главным образом количеством разбухающих водосодержащих слоев смектитового типа. Гидрослюды, содержащие 5-20% таких

межслоев, мало отличаются от охарактеризованных выше гидротермальных серицитов за исключением некоторого возрастания количества воды. Смешанослойные слюда-сметиты уже заметно отличаются, как высокими (до 12 %) содержаниями воды, так и пониженными — калия; в межслоях появляются Na, Ca. Замещения в октаэдрическом и тетраэдрическом слое менее заметны (см. рис. 2). Несмотря на то, что содержание разбухающих межслоев в слюдах аргиллизитов и гидрослюдизитов может достигнуть 50 %, оно не больше этой величины, причем упорядоченность переслаивания всегда высокая (особенно у ректоритов), либо отмечается тенденция к такому упорядочению. Эти особенности, по-видимому, являются весьма характерными для слюд именно гидротермального генезиса [5, 16]. Чем ниже интенсивность преобразования пород и чем выше их основность, тем больше в слюдястых минералах содержание смектитовых межслоев. В ореолах окolorудных изменений при соблюдении условия однородности вмещающих пород отмечается увеличение содержания слюдяных промежутков от периферии к растворподводящей трещине. Это обстоятельство было отмечено еще Г.Т. Волостных [2].

Политипные модификации у слаборазбухающих гидрослюд представлены либо 1M, либо смесью 1M и 2M₁, с резким преобладанием первой. Смешанослойные слюда-сметиты характеризуются политипом 1M или (иногда) 2M₂, причем последний чаще отмечается в ректоритах. Малоупорядоченные разности 1M_d в гидротермальных аргиллизитах не отмечались даже и при начальной степени преобразований ни в гидрослюдах, ни в смешанослойных слюда-сметитах.

Приведенные характеристики позволяют с известной долей вероятности определять генезис минеральных ассоциаций с участием слюдястых минералов в некоторых сложных случаях, к которым относится, например, развитие слюд в стратифицированных осадочных толщах, так как гидротермальный генезис слюд, развитых в ореолах изменений изверженных пород, обычно не вызывает сомнений. При этом надо иметь в виду, что к типоморфным особенностям слюд и смешанослойных слюда-сметитов, образующихся при начальном эпигенезе осадков, относятся по А.Г. Коссовской и В.А. Дрицу [8, 9 и др.] следующие: 1) высокие содержания v_1 в тетраэдрах и, соответственно, низкий тетраэдрический заряд (0,2–0,6); 2) политип 1M_d; 3) высокие содержания двухвалентных катионов, особенно Fe в октаэдрах; 4) широкий спектр смешанослойности, от 0 до 100 %, присутствие разностей с неупорядоченным переслаиванием. Эти признаки или особенности, конечно, могут отличать осадочные слюды от гидротермальных, хотя приходится признавать, что только минералогические критерии не всегда бывают однозначны и достаточны. Тогда приходится использовать совокупность признаков, важнейшими из которых являются градиент интенсивности преобразований, структурный контроль, геохимические особенности. Вообще проявления рудной минерализации и сопровождающие их ореолы гидротермальных преобразований тя-

готовят к полям развития изверженных пород как интрузивных, так и эффузивных в виде самых разнообразных их фациальных разновидностей – жерловых, эруптивных, покровных. Причем эффузивные породы могут переслаиваться в стратиграфическом разрезе с осадочными отложениями. Присутствие ТДКС в изверженных породах, позволяет обосновать гидротермальное происхождение светлых слюд и в соседних вмещающих осадках.

Здесь следует остановиться на дискуссионном вопросе о возможности гипергенного происхождения светлых алюминиевых слюд. В предыдущей [1] работе и в других публикациях нами было высказано положение о том, что для кор выветривания ТДКС с описанными свойствами не характерны. Выделение рядом исследователей в профилях кор выветривания зон гидрослюдизации является лишь данью устоявшейся традиции и не подтверждается детальными минералогическими исследованиями [1, 12 и др.]. ТДКС, с описанными выше химическими и структурными свойствами; зоны гидрослюдизации сохраняются в нижних горизонтах кор лишь как реликты, не полностью замещенные каолинитом. Особенно часто реликтовые светлые слюды могут наблюдаться при наложении кор выветривания на породы, подвергнутые гидротермальным преобразованиям – березитизации, грейзенизации и пр. Не представляют редкости и аутометасоматические серициты и гидрослюды, в небольших количествах развивающиеся даже в безрудных гранитоидных массивах, которые также могут оказаться реликтовыми минералами в корях.

На невозможность или, во всяком случае, весьма низкую вероятность образования светлых высококальцевых и высокоалюминиевых слюд (ТДКС) в атмосферных условиях указывает тот факт, что они отсутствуют в низкотемпературных фациях аргиллизитов, в относительно низкотемпературных (< 180 °С) термальных полях в областях активного вулканизма; они отсутствуют в современных океанических осадках и, наконец, достоверно не фиксируются в лабораторных условиях, в экспериментальных работах при низких параметрах. В то же время можно допускать принципиальную возможность формирования в корях выветривания диоктаэдрических слюд или смешанослойных слюда-сметитов глауконитового ряда или сколитов (последние в гидротермальных метасоматах достоверно не устанавливаются). На это, в частности, указывают данные, приведенные в работе А.Д. Додатко с соавторами [3]. Имеются также сведения о развитии диоктаэдрического вермикулита (монтмориллонита) при выветривании биотита [8, 14] или смешанослойного минерала типа каолинит-слюда-сметит, по биотиту в котором примерно 11 % составляют диоктаэдрические слюдяные слои неясного состава [6]. Однако все эти случаи не сравнимы по масштабам с широкими и интенсивными проявлениями ТДКС при гидротермальном метасоматозе.

В заключение следует подчеркнуть, что при определении природы слюдосодержащих минеральных ассоциаций приходится учитывать характер развития минеральных ассоциаций, условия их локализации, градиент интен-

сивности изменений и многие другие факторы. Довольно часто этих данных для убедительного решения вопроса оказывается недостаточно. Дополнитель- ные возможности в этом отношении открываются на основе изучения типоморфизма тонкочешуйчатых слюд как одного из важных индикаторов генезиса метасоматитов.

Имеющиеся в нашем распоряжении данные о светлых слюдах пока не позволяют определенно судить о каких-либо их свойствах, типоморфных для данного вида полезного ископаемого, хотя в пределах конкретных рудных районов такие различия устанавливаются. Например, в одном из ре- гионов на Востоке СССР полиметаллам свойственны околорудные породы с серицитом (березиты), а для урановых и части флюоритовых месторожде- ний чрезвычайно характерны гидрослюдистые метасоматиты. В другом ре- гионе при совместном развитии березитов и на золотых, и на урановых месторождениях на первых развиты хорошо окристаллизованные неразбуха- ющие серициты с преобладающим политипом $2M_1$, а на вторых преобладают смеси $2M_1+1M$, к которым изредка присоединяется $2M_2$, а серициты могут быть слабогидратированными (до 5 % разбухающих промежутков). Конечно, в разных регионах эти закономерности могут меняться, однако перечис- ленные свойства слюд, степень смешанослойности, политипия, химический состав заслуживают пристального изучения.

Л и т е р а т у р а

1. Андреева О.В., Головкин З.А., Омельянен- ко Б.И. О минералогических критериях различия кор выветривания и гидротермальных аргиллизитов // Литология и полез. ископаемые. 1982. № 3. С. 31-38.
2. Волостных Г.Т. Аргиллизиты и оруденение. Л.: Недра, 1972. 236 с.
3. Додатко А.Д., Хорошева Д.П., Погребной В.Т. и др. Типовые профили кор выветривания кристаллических пород Украинского щита // Кора выветривания и связанные с ней полезные иско- паемые. Киев: Наук. думка, 1975. С. 35-80.
4. Дриц В.А., Сахаров Б.А. Рентгеноструктурный анализ сме- шанослойных минералов. М.: Наука, 1976. 250 с.
5. Дьяконов Ю.С., Волостных Г.Т. Структурная харак- теристика смешано-слоистых иллит-монтмориллонитов из околорудных ореолов аргиллизированных пород // Кристаллохимия и структурная минералогия. Л.: Наука, 1979. С. 69-81.
6. Дьяконов Ю.С., Львов И.А. Смешано-слоистый минерал ти- па каолинит-слода-сметит, возникающий при гипергенном преобразо- вании биотита // Кристаллохимия и структурный типоморфизм минерал- ов. Л.: Наука, 1985. С. 84-89.
7. Кориковский С.П. Изменение состава мусковит-фенгитовых слюд при метаморфизме // Фазовые равновесия и процессы минерало- образования. М.: Наука, 1973. С. 71-95.
8. Коссовская А.Г., Дриц В.А. О гидрослюдах осадочных пород // Глины, их минералогия, свойства и практическое значение. М.: Наука, 1970. С. 51-58.
9. Коссовская А.Г., Дриц В.А. Вопросы кристаллохимичес- кой и генетической классификации слюдястых минералов осадочных по- род // Эпигенез и его минеральные индикаторы. Тр. ГИН АН СССР. 1971. Вып. 221. С. 71-96.

10. Омельяненко Б.И., Воловикова И.М., Дриц В.А. и др. О содержании понятия серицит // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 5. С. 69-87.
11. Феношина У.П., Дриц В.А. К вопросу о структуре сколита // Минерал. сб. Львов. геол. о-ва. 1961. № 15. С. 225-261.
12. Чекин С.С. Образуются ли калиевые диоктаэдрические слюды в процессе выветривания полевых шпатов? // Литология и полез. ископаемые. 1986. № 5. С. 134-137.
13. Шуртов В.Д. Модель образования глауконита и сколита на примере месторождения Сколе // Там же. № 1. С. 147-152.
14. Meunier A., Valde B., Dudoignon P. Identification of weathering and hydrothermal alteration in acidic rocks: petrography and mineralogy of clay minerals // Sci. Geol. Mem. Strasbourg. 1983. Vol. 72. P. 93-99.
15. Smulikowski K. Scolite, un nouveau mineral du groupe de glauconie // Arhivum mineral. Warsaw, 1936. Vol. 12. P. 144-186.
16. Steiner A. The Wairakei geothermal area North Island, New Zealand, its subsurface geology and hydrothermal rock alteration // Bull. N.Z. Geol. Surv. 1977. N 90. 132 p.

УДК 553.441 / .068.4

В.К. Гернатонис, А.Ф. Коробейников
 СОВРЕМЕННЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ ГЛИНИСТЫЕ НОВООБРАЗОВАНИЯ
 В ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ВОСТОЧНОГО САЯНА

При изучении вторичных процессов в золоторудных месторождениях Восточного Саяна было установлено, что в окисленных рудах широко развиты глинистые образования.

Рудные тела месторождений представлены сульфидными залежами и сульфидно-кварцевыми телами. Сульфидные залежи располагаются среди карбонатных пород в ближайшей экзоконтактовой зоне гранитоидных массивов. Форма их сложная. Преобладают жиллообразные, линзовидные и трубообразные тела. Общее количество сульфидов в рудах в пределах 75,5-92,7%. Сульфидно-кварцевые тела тяготеют к гранитоидным и эффузивно-осадочным породам. Они представлены жилами, штокверками и штокверково-жилными зонами. По содержанию сульфидов эти рудные тела относятся к умеренносульфидной формации. Минералогический состав первичных руд обоих типов рудных тел качественно близок. Главными рудными минералами являются пирротин, пирит и халькопирит. В подчиненных количествах присутствуют сфалерит, галенит, арсенопирит, блеклая руда и марказит. Нерудные минералы представлены, в основном, кварцем и карбонатами.

Золото тесно связано с сульфидами. Размеры его выделений колеблются от 0,001 до 1,2 мм. При этом значительная часть золота (37,3-45,0 мас. %) представлена частицами размером до 0,1 мм. Распределено золото в рудах неравномерно.

Минералогический состав гипергенных руд не отличается значительным разнообразием. Вторичные руды представлены, как правило, гидро-

окислами железа, глинистыми минералами, вторичными сульфидами, гипергенными образованиями кремнезема, малахитом, гидроокислами марганца, кальцитом и гипсом. Остальные минералы встречаются редко в незначительных количествах.

В изученных рудных телах наблюдается классическая для золотосульфидных и умереносульфидных золото-кварцевых месторождений вторичная зональность. Вертикальный размах зоны окисления колеблется от 30–80 до 200–260 м. Зона вторичного сульфидного обогащения проявлена слабо. Истинная ее мощность составляет 1–5 м. В гипергенном профиле рудных тел установлены пояса золотого обогащения. Вертикальная мощность их составляет 4–63 м. Показатель интенсивности вторичного золотого обогащения равен 1,06–1,8.

Глинистые руды установлены в верхних горизонтах зоны окисления всех изученных рудных тел, но главная их масса локализуется в подзоне полного окисления сульфидных залежей.

В различных сульфидных телах количество глинистых руд варьирует в широких пределах, но, как правило, не превышает 50–60 % объема окисленных руд. Лишь в зоне окисления отдельных залежей содержание глинистых руд достигает 80–90 %. В кварцевых телах эти руды в малых количествах установлены только в самой приповерхностной части зоны окисления.

Следует отметить, что глинистые руды не всегда располагаются на месте рудного выхода. Обычно площади распространения их в несколько раз превышают размеры рудных тел, залегающих на глубине. Если рудные тела сближены, их выходы всегда перекрыты сплошным чехлом золотоносных лимонитизированных глинистых руд мощностью до 30 м. Глинистые руды образуют также самостоятельные скопления, наблюдающиеся до глубины 100–150 м от дневной поверхности в трещинах и пустотах среди карбонатных пород. Интенсивное развитие карстовых процессов приводит к намыванию охристо-глинистого рудного материала в те или иные полости, удаленные нередко от рудных выходов на 200–300 м. Это так называемые золотоносные карсты.

В глинистых рудах постоянно присутствуют грубодисперсные обломочные минералы. Они представлены частицами кварца, гипогенного кальцита, полевых шпатов, роговой обманки, магнетита, ильменита, циркона, пирита, пирротина и лимонита. Общее содержание их составляет 11,6–17,5%.

Тонкодисперсная фракция глинистых руд сложена, с одной стороны, остаточными минералами гипогенных руд и боковых пород и, с другой – обширной серией различных новообразований, возникших в связи с процессами окисления сульфидов. Первая группа минералов представлена кварцем, гипогенными карбонатами, полевыми шпатами, графитом и асбестом, а вторая – гидромусковитом, иллитом, каолинитом, монтмориллонитом, галлуазитом, хлоритом и гидроокислами железа. Количество остаточных минералов в тонкодисперсной фракции глинистых руд достигает 10–15 %, составляя в среднем 4–6 %. Содержание гидроокислов железа колеблется

в значительных пределах: от первых процентов до преобладания над глинистым веществом. Тонкодисперсная фракция глинистых руд сложена частицами размером 0,01–3 мкм. При этом основная масса частиц имеет размеры от 0,05 до 0,1 мкм.

Химический состав тонкодисперсной фракции глинистых руд непостоянен. Главными компонентами являются Fe_2O_3 (1,68–46,42 %), FeO (0,29–3,36 %), SiO_2 (16,89–66,25 %), Al_2O_3 (8,12–25,0 %), CaO (1,4–6,24%), MgO (1,21–7,58 %) и K_2O (0,61–2,82 %). В небольших количествах постоянно присутствуют TiO_2 (0,19–0,78 %), MnO (0,08–0,72 %), P_2O_5 (0,094–0,690 %) и Na_2O (0,12–0,61 %). Элементы-примеси представлены Cr (0,007–0,01 %), Ba (0,003–0,005 %), Sn (0,0003 %), Pb (0,001–0,007 %), Ni (0,002–0,01 %), Mo (0,0003 %), V (0,005–0,01 %), Cu (0,03–0,7 %), Zn (0,02–0,05 %), Ag (0,0001–0,0007 %), Co (0,001–0,005 %) и As (0,007–0,3 %).

В глинистых рудах практически постоянно отмечаются концентрации золота. Оно наблюдается в виде дендритовых, чешуйчатых и тонкопластинчатых пористых агрегатов размером до 0,05–0,2 мм, в то время как для первичных руд наиболее характерны комковидные, скелетные, губчатые, проволочные и друзовые золотины. В глинистых рудах проба золота повышается на 163,9–180 единиц по сравнению с первичными рудами. По-видимому, основная масса золота образовалась в глинистых рудах гипергенным путем. В пользу этого свидетельствует наличие в глинистых рудах воднорастворенного золота. Опыты по одной пробе показали, что из рассматриваемых образований золото вытесняется дистиллированной водой (5,93 %), выдавливается вместе с поровыми растворами (10,75 %) и десорбируется 0,5 н. раствором хлористого аммония (31,76 %). Таким образом, 48,44 % золота присутствует в изученной пробе глинистых руд в растворенном состоянии.

Для выяснения условий образования глинистых руд и способов отложения в них золота исключительный интерес представляют современные глинистые минеральные новообразования. Они наблюдаются в виде желеподобных насыщенных водой масс на поверхности интрузивных пород в старых заброшенных горных выработках. В грубодисперсной фракции рассматриваемых образований установлены практически все гипогенные минералы интрузивных пород. Общее количество их лежит в пределах 3,2–7,3 %.

Тонкодисперсная фракция современных глинистых новообразований представлена гидромусковитом, монтмориллонитом, иллитом, каолинитом, галлазитом, хлоритом, гидроокислами железа, кварцем, асбестом и сульфидами. Глинистые минералы наблюдаются в виде удлиненных полупрозрачных и непрозрачных пластин в гексагональной форме кристаллов размером 0,01–2,0 мкм в поперечнике. Преобладающие размеры частиц лежат в пределах 0,05–0,2 мкм.

Химический состав современных глинистых новообразований близок таковому глинистых руд: Fe_2O_3 (1,16–3,55 %), FeO (0,29–3,08 %), SiO_2

(56,42-66,06 %), Al_2O_3 (16,56-25,63 %), TiO_2 (0,35-0,58 %), ZnO (0,28-2,03 %), MgO (0,61-1,25 %), MnO (0,02-0,08 %), P_2O_5 (0,06-0,197 %), Na_2O (0,14-0,54 %), K_2O (2,82-6,0 %), Cr (0,001 %), Ba (0,007-0,03 %), Sn (0,0003 %), Pb (0,02 %), Ni (0,001 %), V (0,003-0,005 %), Cu (0,1-0,3 %), Zn (0,003-0,007%), Ag (0,0001 %) и Au (0,007-0,05 %). В незначительных количествах постоянно присутствует золото. Однако частицы благородного металла под электронным микроскопом в рассматриваемых образованиях не обнаружены. Значительная часть золота (49,25 %) находится здесь, как и в глинистых рудах, в подвижном состоянии, в том числе 15,1 % металла вымывается дистиллированной водой, 6,55 % - связано с поровыми растворами и 36,6 % - присутствует в сорбированной форме. Недостающее количество металла находится в виде примеси в остаточных (обломочных) минералах.

Сравнительная характеристика гранулометрического, минералогического и химического состава современных глинистых новообразований и глинистых руд свидетельствует о том, что золотосыные глинистые образования имеют местное происхождение и возникли за счет разложения сульфатными водами интрузивных пород; основная часть золота в глинистых рудах имеет гипергенное происхождение.

УДК 549.623:553.24.065

В.А. Дриц, А.Г. Коссовская

К ПРОБЛЕМЕ ИНДИКАТОРНЫХ ВОЗМОЖНОСТЕЙ Al -СЛЮД ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ

Семейство Al -слюдастых минералов имеет очень широкое распространение в породах активных гидротермальных полей и в гидротермально-метасоматических формациях, с которыми связаны различные типы месторождений полезных ископаемых. Аргиллитизированные породы ореолов околорудных метасоматитов месторождений золота, урана, вольфрама, медноколчеданных и свинцово-цинковых руд, флюоритов, горного хрусталя и других полезных ископаемых привлекают в последние два десятилетия все большее внимание исследователей [1-6, 8, 11, 14-16, 20-28, 32-40].

Важным компонентом в составе аргиллитов являются Al -слюды. Особенно детально слюдяные минералы изучены на примере кварц-серицитовых метасоматитов, серицитолитов и вторичных кварцитов Рудного Алтая, околорудных березитов Урала, Средней Азии, Казахстана и других районов [3, 8, 14, 20, 21, 26-28]. Подробно это семейство минералов описано О.В. Русиновой для многих приповерхностных золоторудных месторождений [24-28]. Следует подчеркнуть, что для выявления индикаторных структурных характеристик слюд, связанных с различными рудными проявлениями, особенно большое распространение получили работы по изучению политипии и смешанослойности слюдяных минералов с целью их использования в практике поисково-разведочных работ [22, 27, 28]. К со-

жалению, в значительно меньшей степени уделялось внимание установлению взаимосвязей между кристаллохимическими характеристиками слюд, ларанезами сопутствующих минералов и комплексом особенностей их геологического распространения. К настоящему времени, тем не менее, установлены определенные закономерности в структуре слюдястых минералов, приуроченных к ореолам аргиллитизации кислых и средних пород, вмещающих различные типы рудных месторождений.

Состоит они в следующем. По мере движения к рудным телам и снижений температур минералообразующих растворов происходит последовательная смена разновидностей слюдястых минералов от гидрослюд к серицитам и мусковитам. Показательно при этом, что слюды из околорудных метасоматитов обычно содержат не более 5 % разбухающих слоев, тогда как в более удаленных аргиллитизированных породах их число возрастает до 20 % и более.

Образование высокоалюминиевых гидрослюд, содержащих около 10–20 % разбухающих смектитовых слоев, которые с определенной степенью упорядоченности чередуются со слюдястыми слоями, по-видимому, приурочено к температурному интервалу 80–150 °С [22, 32, 37, 41]. Практически полное исчезновение разбухающих межслоев в Al-слюдах мусковитового и фенгитового состава обычно происходит при температуре около 200 °С и выше [22, 32, 34].

Б.И. Омеляненко с соавторами [22] показали, что в одних случаях для серицитов бывает характерно одно и то же содержание разбухающих слоев на различных гипсометрических уровнях одного и того же месторождения в диапазоне 1200 м. Вместе с тем серициты даже однотипных месторождений, находящихся в одной и той же рудоносной провинции, могут заметно различаться по степени гидратированности. По этой причине, несмотря на небольшие вариации в степени разбухаемости серицитов, конкретные значения этой величины позволяют в ряде случаев фиксировать различия между серицитами разных месторождений.

В этой связи уместно кратко рассмотреть представления п. Кадо с соавторами [38] о природе разбухаемости серицитов и иллитов, которые недавно были поддержаны в [32]. Эти авторы утверждают, что эффект разбухаемости в гидрослюдах, регистрируемый с помощью рентгеновской дифракции, не связан с наличием истинно смектитовых межслоев в микрокристаллах минерала, а обусловлен исключительно малой толщиной слюдястых частиц. По этой причине в процессе приготовления образцов для рентгеновского анализа индивидуальные частицы так налагаются друг на друга, что их внешние базальные плоскости оказываются параллельными друг другу и образуют пространства, которые способны адсорбировать молекулы воды и органических жидкостей. Таким образом, по мнению авторов, степень разбухаемости отражает среднюю толщину истинно слюдястых частиц, которая в свою очередь, наряду с другими факторами, существенно зависит от температуры их образования.

Смена температур минералообразования отражается не только в различной степени гидратированности слюд, но и в закономерной смене политипных модификаций. Повышение температуры определяет следующую последовательность: IM_d , IM , $IM+2M_1$, $2M_1$. Важной особенностью гидротермальных слюдястых минералов является спорадическое присутствие политипов $3T$ и $2M_2$.

Изучение различных околорудных метасоматитов и аргиллитизированных пород показало, что существует определенная зависимость политипии $A1$ -слюд от степени их гидратированности [22, 32, 34, 40]. Как правило, политипные модификации $2M_1$ представлены $A1$ -слюдами, не содержащими разбухающих слоев. Слабогидратированные серициты, содержащие 5-10 % разбухающих межслоев, обычно составляют смесь $2M_1$ и IM разновидностей, хотя в некоторых случаях они могут быть представлены только IM политипом. Характерно, что гидрослюды, как правило, относятся к политипу IM , содержащему ту или иную концентрацию дефектов упаковки, и лишь в относительно редких случаях - смесью IM и $2M_1$ политипов с подчиненным содержанием последнего. Отмеченные выше закономерности носят несколько условный характер, так как хотя среднее содержание разбухающих межслоев уменьшается в ряду $IM_d \rightarrow IM \rightarrow IM + 2M_1 \rightarrow IM_1$, интервалы процентных количеств степени разбухаемости перекрываются. Так, например, среди серицитов, развитых на площади гидротермальных месторождений Итая в Японии [42], IM_d политипы в среднем содержат 8,5 % разбухающих межслоев, IM - 3,5 %, $2M_1$ - 1,5 %, при следующих вариациях степень разбухаемости: 2-12 % для IM_d , 0/10 % для IM , 0-4 % для $2M_1$, 4-9 % для $2M_2$.

О.В. Русинова [24-26] широко изучала политипию гидрослюды и степень гидратированности их для оценки как индикаторов перспективности золоторудных месторождений. Ею было показано, что присутствие слюды политипа $2M_1$ является критерием наиболее высокотемпературных процессов и часто характерно для ассоциаций, обогащенных сульфидами. Такие же выводы были сделаны для ряда других месторождений [32, 43, 40].

Отмечается также закономерная зависимость между формационной принадлежностью метасоматитов и расположением слоев в слюдах. При изучении 230 образцов измененных пород месторождения меди в районе Санта Рита установлено, что политип слюды IM приурочен к породам, содержащим каолинит и монтмориллонит, а в пробах, не содержащих этих минералов, содержался политип $2M_1$. В серицитизированных породах переходной зоны от низкотемпературных к высокотемпературным мусковитовым породам были обнаружены модификации $2M_1$ и IM [39].

В этом отношении показательны окслорудные метасоматиты урановых месторождений [22]. На месторождениях березитовой формации мелкозернистые слюды, относимые к серицитам, представлены смесью модификаций $2M_1$ и IM , редко $2M_2$ с резким преобладанием $2M_1$; на месторождениях "гидрослюдистой формации" это либо целиком IM , либо смесь IM и $2M_1$ с

подчиненным значением последней. На месторождениях "аргиллитизированной формации" слоистый минерал целиком представлен смешанослойным слюда-монтмориллонитом модификации IM, IMd.

Выше уже отмечалось, что среди продуктов гидротермально-измененных пород встречаются A1-слюды политипной модификации 2M₂ и 3T. Факторы, которые контролируют возникновение этих политипов, пока полностью не установлены. Д.Хортон [33] в аргиллитизированных гидротермально-измененных породах обнаружил ряд политипных модификаций IMd → IM → IM + 3T → 3T, который сопровождался последовательным уменьшением степени разбухаемости слоистых минералов. Возможно, что формирование 3T политипа при прочих равных зависит от состава 2:1 слоев и температуры.

В работе К. Ворсоу [43] было показано, что в гидротермальных условиях из геля иллитового состава, содержащего 0,7 моля К на O₁₀(OH)₂ при 375-500 °С образовывался политип 3T, а при 500-600 °С - политип IM. При использовании в качестве исходного материала геля мусковитового состава в интервале температур от 375 до 600 °С формировался только политип IM.

Следует подчеркнуть, что до настоящего времени не установлена четкая зависимость между составом и расположением слоев в A1-слоистых минералах. Зная химический состав серицитов и мусковитов, невозможно предсказать их политипию, равным образом как на основании определения политипной модификации нельзя определить их состав. В статье М.В. Слонимской с соавторами [29] приведены результаты изучения трех серицитов очень близкого состава, но относящихся к трем различным модификациям - 2M₁, IM и 2M₂.

Вместе с тем можно привести многочисленные примеры серицитов, существенно различных по составу, но относящихся к одной модификации.

Наконец, отметим основные структурные различия, которые выявлены для A1-гидрослюд гидротермального и осадочного генезиса [32]. Для гидротермальных A1-слюд отсутствует корреляция между составом 2:1 слоев и разбухаемостью, тогда как в осадочных породах, подвергнутых катагенетическим преобразованиям, происходит увеличение степени замещения Si на Al в тетраэдрах 2:1 слоев по мере уменьшения степени разбухаемости. Гидротермальные слюды обычно имеют более высокий слоевой заряд. Наконец, соотношение между смесью политипов IM + 2M₁ остается одним и тем же для всех размерных фракций гидротермальных A1-слюд, тогда как для слюд сланцев и других глубоко эпигенетически измененных осадочных пород характерно увеличение содержания 2M₁ по сравнению с IM и IMd в более грубых фракциях одного и того же образца.

Изложенный материал показывает, что по характеристике A1-слюд аргиллитов рудных месторождений накоплен большой фактический материал. Однако эффективность его использования для прогнозирования поисков и разведки месторождений, а также для реконструкции условий их генезиса могла быть более высокой, если бы к этой проблеме подходили комп-

лексно, прежде всего с позиций установления кристаллохимических характеристик как слюдястых минералов, так и парагенетически связанных с ними слоистых силикатов и других минеральных компонентов.

Практически до сих пор отсутствуют как отдельные модели, так и общая геокристаллическая схема, увязывающая наиболее характерные особенности слюдястых минералов с типовыми геологическими обстановками их формирования. Ставя себе отчет, что эта большая специальная работа еще предстоит для разных типов рудных месторождений, связанных с различными геологическими формациями и геотектоническими особенностями, авторы попытались выявить наиболее общие геокристаллохимические закономерности состава и генезиса гидротермальных диоктаэдрических слюд.

Проблема эта, несомненно, очень сложна, так как широкие проявления слюдястой минерализации связаны с разными фациями метасоматитов: грейзенами, "вторичными кварцитами", алунист-каолинитовыми фациями и др. Слюды ассоциируют с разнообразными парагенезисами минералов в вертикальных и площадных разрезах, что часто определяется рядом взаимосвязанных факторов: первичным составом вмещающих пород, температурным режимом и составом растворов, часто степенью первичной кислотной переработки пород, а главное — многостадийностью процессов, определяющих как характер рудной минерализации, так и окружающих метасоматических ореолов.

Наиболее эффективным подходом нам представляется рассмотрение на первом этапе генезиса слюдястых минералов на более простых и ясных моделях.

Первая модель рассматривается на примере разрезов однопородных пород с "одноактным" наложением процесса гидротермальных преобразований. Хорошим примером последовательности зон гидротермальных преобразований являются трахит-андезитовые туфы в зоне сульфидного оруденения Аксанского месторождения бентонитов, описанные М.А. Ратеевым [23]. В однородных измененных трахиандезитовых туфах, изначально очень богатых калием, авторами установлен ряд последовательно сменяющихся друг друга зон почти мономинеральных глинистых фаз, замещающих вулканическое стекло: 1) диоктаэдрической слюды Пм, содержащей 2,27 % MgO и 2,2 % K_2O , замещающей стекловатый базис трахиандезита с интенсивной сульфидной минерализацией; 2) смешанослойных минералов, в которых содержание слюдястых слоев уменьшается от 60 до 10 % при увеличении содержания MgO в 2:1 слоях от 2,8 до 4 % и уменьшении содержания K_2O от 6,7 до 3-5 %; 3) монтмориллонита, в котором содержание MgO достигает 4,75 %, а K_2O падает до 1 %.

Важно подчеркнуть, во-первых, гетерогенный состав катионов, заселяющих октаэдрические сетки 2:1 слоев, где помимо Al и U в заметных количествах присутствует Mg , Fe^{3+} и Fe^{2+} . Во-вторых, существенно, что при постепенном переходе от слюды к монтмориллониту через гамму смешанослойных минералов с отчетливо выраженной тенденцией к упорядочен-

ности, происходит последовательное нарастание октаэдрического заряда и уменьшение тетраэдрического. Последовательная структурная смена минеральных фаз наглядно иллюстрирует одноактность процесса гидротермального метаморфизма, определяющегося в данном случае только сменой температурного режима и связанного с этим состава раствора. Вопрос об источнике калия в данном случае не встает — материнские породы были изначально богаты калием.

Более сложная зависимость гидротермальной гидрослюдизации была установлена Г.Т. Волостных с соавторами [4—6] на примере глинистых ореолов настурановых месторождений, развитых по магматическим породам различного петрографического и петрохимического состава — андезито-базальтам, дацитам и липаритам. В андезито-базальтовых конгломератах, несмотря на высокую проницаемость пород, первично низкие концентрации калия обусловили присутствие в составе глинистых минералов только смешанослойных фаз слюда-монтмориллонит. Гидрослюды типа $1M$ были зафиксированы только в метасоматических колонках дацитов и липаритов, т.е. в породах, изначально содержащих достаточно высокие концентрации калия. По мере приближения к рудным телам наблюдалось возрастание содержания Al как в октаэдрах, так и в тетраэдрах. В липаритах в межслоевых позициях возрастает содержание калия и уменьшается $-Na$, в дацитах фиксируется обратная картина. Возрастание содержания парагонитовой компоненты в слюде, коррелирующееся с резким возрастанием рудонасыщенности, может служить доказательством повышенного температурного режима околорудного метасоматоза в дацитовых породах. Впрочем, и здесь нельзя исключить роль первичного соотношения K и Na в материнских породах.

Следует особенно подчеркнуть, что в породах повышенной основности присутствие двухвалентных катионов максимально, хотя и в кислых породах состав октаэдрических катионов является гетерогенным. Это является важным доказательством отсутствия предварительного интенсивного кислого выщелачивания околорудных пород.

Вторая модель гидрослюдизации связана с породами, испытавшими интенсивный кислотный метасоматоз, предшествующий этапам гидрослюдизации и оруденения.

В фации аргиллитов очень четко выделяются последовательности зон определенного состава глинистых минералов. В зоне хлоридно-натриевых вод, характерных, как известно, для всех геотермальных систем мира, среднетемпературные фации пропититов и цеолитов, сопровождаемые хлоритом, по мере снижения температур до 200—250 °C сменяются сначала смешанослойными хлорит-монтмориллонитовыми минералами и выше почти мономинеральной монтмориллонитовой зоной. В зоне вскипания происходит окисление сероводорода и серы, сопровождающееся резким падением значений pH растворов. Этот процесс обуславливает интенсивное выщелачивание пород любого состава и появление в зоне аргиллитизации высокоалюминиевых слоистых силикатов: каолинита, диоксидита, прожиллита,

диоктаэдрических A_1 -хлоритов типа донбасситов и тосудитов, сопровождаемых свободным кремнеземом. Этот ряд кислотного выщелачивания иногда сопровождается присутствием алунита и обычно завершается появлением опалитов [17, 18, 34].

Очень выразительная модель кислотного гидротермального метасоматоза разработана С.И. Набоко [17-19] на примере изучения современных гидротермальных систем Камчатско-Курильской вулканической области. Обычно зоны кислотного выщелачивания в своем "изначальном виде" безрудны, но в некоторых случаях в зоне опалитов известны проявления заметной рудной минерализации. Наиболее выразительным примером является рудный $Fe-Sb-As-Hg$ сульфидный горизонт, приуроченный к зоне опалитов кальдеры Узон [30].

Андезит-базальтовый и андезит-дацитовый состав пород, свойственный островным дугам, характеризующийся очень невысоким содержанием K_2O , определяет практическое отсутствие гидрослюд в аргиллитизированных породах и доминирование $Fe-Mg$ -хлорит-монтмориллонитовых и монтмориллонитовых минералов. В ассоциации с хлорит-монтмориллонитовыми (корренситоподобными) минералами и корренситами в подчиненном количестве иногда присутствуют гидрослюдистые минералы, но они относятся не к алюминиевым, а к железистым разновидностям - селадонитам и глаукоцитам [9, 13]. Такие ассоциации минералов описаны в мощной толще миоценовых туфов Камчатки [31], в игнимбритовых туфах о-ва Кунашир [10, 13], в мощной серии вулканогенных пород, вскрытых скважиной в Исландии [9, 36]. Вопрос об источниках калия, даже в том незначительном количестве, которое присутствует в спорадически присутствующих железистых слюдах и иногда в цеолитах, однозначно пока не решен. Установлено, что таким источником может являться подток в гидротермальных растворах нагретой морской воды [7, 12]; может быть, какую-то роль может играть также калий, высвобождающийся при разложении вулканических стекол, и, как это недавно установлено, плагиоклазов вулканических пород.

Вышесказанное относится к регионально измененным туфогенным комплексам островодужных областей с корой субконтинентального (переходного) и океанического (Исландия) типа. В метасоматитах гидротермальных площадей Камчатки появление калийсодержащих минералов, таких как адуляр в цеолитовой фации и алунит в каолинит-опалитовой, пока геологически не ясно; это полностью относится к изредка встречающимся гидрослюдам. С.И. Набоко [17, 19] высказала предположение, что повышение содержания калия, так же как и других литофильных компонентов - лития, рубидия, цезия и др., наблюдающееся иногда в растворах некоторых современных геотермальных систем, не может быть обеспечено только выщелачиванием из вмещающих вулканических пород и связано, скорее всего, с глубинным мантийным источником. В последние годы появились данные, свидетельствующие о том, что ареалы аномально повы-

шенного содержания калия связаны со своеобразными сейсмическими "окнами", выявленными в последние годы в геотермальной системе Меллоустонского национального парка [44]. Приводятся обширные данные, иллюстрирующие ряд четких корреляционных связей между различными химическими элементами гидротермальных растворов и вмещающих пород. Поведение калия при этом уникально: закономерности его корреляции с другими компонентами отсутствуют [31].

Для магматических, метаморфических и осадочных пород континентальных блоков, как известно, характерно повсеместное достаточно высокое содержание калия. При процессах тектонической активизации калий может легко быть мобилизован из вмещающих пород вместе с рудоносными компонентами при оживлении циркуляции различных погребенных вод [3]. Во многих рудных месторождениях можно ожидать существование, по крайней мере, двухэтапного их формирования.

Первый этап – первичное кислотное выщелачивание с образованием фации "вторичных кварцитов" – в период дорудного метасоматоза, когда идет образование каолинит–диккит–пирофиллитовой ассоциации слоистых силикатов и кварца. В целом, состав и зональность пород нерудоносных ареалов отражает эффект кислотного выщелачивания, степень которого убывает по мере удаления от трещин, по которым циркулировали растворы. Естественно, что внутренняя зона в таких ареалах складывается ассоциацией высокоалюминиевых слоистых силикатов, которые по мере удаления от нее сменяются ассоциацией минералов, определяющихся первичным составом пород: это могут быть как различные гидрослюда в кислых породах, так и монтмориллонит–хлоритовая группа слоистых силикатов в породах более основного состава. Этот этап кислотного выщелачивания типичен для гидротермальных процессов современных островодужных систем с корой субконтинентального типа.

Второй этап, при котором осуществляется формирование рудных концентратов, сопровождается интенсивной наложенной гидрослюдазацией первично–подготовленных алюминиевых минералов. Это определяет исключительно однородный состав их октаэдрических катионов, представленных только алюминием. В зависимости от температурного режима и условий кристаллизации эти слюды при одинаковом химическом составе могут присутствовать в виде различных политипных модификаций: 1M, 2M₁, 2M₂, 3T.

Во многих месторождениях эти процессы минералообразования могут проходить в несколько этапов, запутывая и усложняя историю формирования рудоносных залежей. Тем не менее по химическому составу слюды можно делать уверенный вывод о наличии или отсутствии стадии предварительной кислотной переработки, предшествующей массовому развитию слюды. Наряду с политипией слюды и степенью их гидратированности это может служить важным диагностическим признаком, помогающим реконструировать историю формирования месторождений.

Примером рудных месторождений, слюды которых отличаются высокой однородностью катионного состава 2:1 слоев и парагенезом с чистыми алюминиевыми слоистыми силикатами и иногда алунином, являются золото-рудные месторождения Гелой горы (Приамурье) [27, 29], Забайкалья, Дашкесанского месторождения (Азербайджан), колчеданных месторождений Армении, ряда полиметаллических месторождений Японии [16, 26, 27, 34, 40].

Вопрос о разорванности этапов первичного кислотного выщелачивания и последующей слюдизации, связанной с поступлением калия и рудоносных растворов, требует, естественно, специального изучения на определенных выбранных геологических моделях. Практическое отсутствие рудоносности в современных гидротермальных системах островных дуг с корой субконтинентального типа, безусловно, свидетельствует о приуроченности этих процессов к областям активизации с более зрелой континентальной корой, в том числе, вероятно, древних островодужных областей.

Л и т е р а т у р а

1. Андреева О.В., Головин В.А., Омельяненко Б.И. О минералогических критериях различия кор выветривания и гидротермальных аргиллизитов // Литология и полез. ископаемые. 1982. № 3. С. 31-38.
2. Андреева О.В., Зотов А.В. Метасоматическая зональность в измененных породах областей современной гидротермальной деятельности // Проблемы вертикальной метасоматической зональности. М.: Наука, 1982. С. 14-36.
3. Барабанов В.Ф. Генетическая минералогия. Л.: Недра, 1977. 320 с.
4. Волостных Г.Т. Преобразование слоистых силикатов при окколорудном изменении осадочных пород // Кристаллохимия и структурная минералогия. Л.: Изд-во ЛГУ, 1979. С. 93-96.
5. Волостных Г.Т., Рундквист Д.В. К изучению структур метасоматических пород // Тр. Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та. 1979. Т. 287. С. 56-66.
6. Волостных Г.Т., Липатова Э.А., Михайлова И.С. Закономерности изменения состава гидрослюд в аргиллизированных породах // Зап. ВМО. 1981. Ч. 110, вып. 3. С. 322-330.
7. Гептнер А.Р. Об источниках калия в цеолитах Исландии // Природные цеолиты. М.: Наука, 1980. С. 76-84.
8. Домбровская Ж.В., Аракелянц М.М., Волкова В.Н. О радиологическом возрасте эпигенетически измененных серицитизированных и алунизированных пород байкальской серии Западного Прибайкалья // Литология и полез. ископаемые. 1984. № 3. С. 69-73.
9. Дриц В.А., Коссовская А.Г. Генетические типы диоктаэдрических слюд // Там же. 1986. № 5. С. 19-33.
10. Дриц В.А., Коссовская А.Г. Слоистые силикаты в земной коре // Там же. 1985. № 1. С. 3-16.
11. Дьяконов Ю.С., Волостных Г.Т. Структурная характеристика смешанно-слоистых иллит-монтмориллонитов из окколорудных ореолов аргиллизированных пород // Кристаллохимия и структурная минералогия. Л.: Изд-во ЛГУ, 1979. С. 69-81.

12. Кононов В.И. Геохимия термальных вод областей современно-го вулканизма. М.: Наука, 1983. 213 с.
13. Коссовская А.Г., Дриц В.А. Генетические типы корренситов и корренситоподобных минералов // Литология и полез. ископаемые. 1985. № 5. С. 16-38.
14. Даваренко Е.К. Основы генетической минералогии. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1963. 410 с.
15. Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании // Тр. I конф. по околорудному метасоматизму / Под ред. Н.И. Наковника. М.: Недра, 1966. 379 с.
16. Михайлова М.С., Русинова О.В. Некоторые особенности слоистых силикатов из разновозрастных гидротермальных образований золоторудного месторождения Многовершинное (Нижний Амур) // Тр. ЦНИГРИ. 1971. Вып. 96, ч. I, С. 115-124.
17. Набоко С.И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М.: Изд-во АН СССР. 1963. 68 с.
18. Набоко С.И. Металлоносность современных гидротерм в областях тектоно-магматической активности. М.: Наука, 1980. 199 с.
19. Набоко С.И. Условия формирования и особенности современной гидротермально-метасоматической формации Камчатско-Курильской вулканической дуги // Молодые гидротермально-измененные породы и минералы Камчатки и Курильских островов. М.: Наука, 1969. С. 86-116.
20. Наковник Н.И. Новое в учении о метасоматизме: О книге Г.Д. Поспелова "Парадоксы, геолого-геофизическая сущность и механизм метасоматоза" // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 2. С. 144-152.
21. Наковник Н.И. О новом типе околорудных изменений (аргиллизация) // Зап. ВМО, 1957. Ч. 86, вып. 6. С. 713-716.
22. Омельяненко Б.И., Воловикова И.М., Дриц В.А. и др. О содержании понятия серицит // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 5. С. 69-87.
23. Ратеев М.А. Последовательность гидротермальных преобразований вулканогенных пород в бентонитовые глины Асканского месторождения Груз. ССР // Докл. АН СССР. Сер. геол. 1967. Т. 175, № 3. С. 675-678.
24. Русинов В.Л., Аракелянц М.М., Русинова О.В. Возраст околорудных пород и жил рудных месторождений Дальнего Востока // АН СССР. Сер. геол. 1980. № 12. С. 99-109.
25. Русинов В.Л., Русинова О.В. Вариации вертикальной зональности при околорудной аргиллизации, их причины и петрогенетическое значение // Там же. 1977. № 10. С. 147-158.
26. Русинова О.В. Некоторые особенности аргиллизации пород на Балейском месторождении и связь ее с рудоотложением // Проблемы метасоматизма. М.: Наука, 1970. С. 161-168.
27. Русинова О.В., Алышева Э.И. Структурно-морфологические особенности глинистых минералов из близповерхностных золоторудных месторождений // Тр. ЦНИГРИ. 1971. Вып. 96, ч. I. С. 101-115.
28. Русинова О.В., Лисицын В.К., Бочек Л.И. Слоистые силикаты околорудных пород одного из золото-теллуридных рудопроявлений // Зап. ВМО. 1964. Ч. 113, вып. 1. С. 61-68.
29. Слонимская М.В., Дриц В.А., Финько В.И. Дегидратация мусковитов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 10, С. 95-104.
30. Тимофеев П.П., Набоко С.И., Ерошчев-Шака В.А. и др. Особенности современного гидротермального литогенеза в Наземный гидротермальный литогенез // Литология и полез. ископаемые. 1979. № 3. С. 3-36.

31. Чудачев О.В. Распределение глинистых минералов во флишеидных отложениях восточной Камчатки // Там же. 1978. № 1. С. 105-115.
32. Eberl D.D., Srodon J., Lee M. et al. Sericite from the Silverton Caldera, Colorado: Correlation among structure, composition, origin and particle thickness // Amer. Miner. 1987. Vol. 72, N 9/10. P. 914-934.
33. Horton D. Argillitic Alternation Associated with the Amethyst vein system, Greede Mining District: Ph.D. Colorado, 1983. 83 p.
34. Inoue A., Ueda M. Further investigation of a conversion series of mica/smectites in the Shinzan hydrothermal alteration area, Japan // Clays and Clay Miner. 1983. Vol. 31. P. 401-412.
35. Mazor E., Thompson J. Evolution of geothermal fluids deduced from chemistry plots: Yellowstone National Park (USA) // J. Volcanol. and Geotherm. Res. 1982. Vol. 12. P. 351-360.
36. Mehegan J.M., Robinson P.T. Secondary mineralization and hydrothermal alteration in Reydarfjordur drill core Eastern Iceland // J. Geophys. Res. B. 1982. Vol. 87, N 5. P. 6511-6524.
37. Muffler P.L., Jr., White D.E. Active metamorphism of Upper Cenozoic sediments in the Salton Sea geothermal field, California // Bull. Geol. Soc. Amer. 1969. Vol. 80. P. 157-182.
38. Nadeau P.H., Tait J.M., McHardy W.J., Wilson M.J. Interstratified XRD characteristics of physical mixtures of elementary clay particles // Clay Miner. 1984. Vol. 19. P. 67-76.
39. Parry W.T., Ballantyne J.M., Jacobs D.C. Geochemistry of hydrothermal sericite from Roosevelt Hot Spring and the Tintic and Santa Rita porphyry copper systems // Econ. Geol. 1984. Vol. 79. P. 72-86.
40. Shirozu H., Higashi S. X-ray examination of sericites associated with the Kuroko deposits // Clay Sci. 1972. Vol. 4. P. 137-142.
41. Steiner A. Clay minerals in hydrothermally altered rocks at Wairakī, New Zealand // Clays and Clay Miner. 1968. Vol. 16. P. 193-213.
42. Togashi Y. Polytypes and expandability of sericite from the Itaya clay deposit Northeast Japan // J. Jap. Assoc. Miner., Petrol. and Econ. Geol. 1979. Vol. 74. P. 100-113.
43. Warsaw C.M. Experimental studies of illite // Clays and Clay miner. 1959. Vol. 7. P. 303-316.
44. White L.E., Fournier R.O., Muffler L.J., Truesdell A.H. Physical results of research drilling in thermal areas of Yellowstone National Park, Wyoming, 1975. 892 p. (US Geol. Surv. Profess. Pap.; Vol. 415).

УДК 551. 241

Б.В. Григорьянц

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ НАДЕЖНОСТИ ОБОСНОВАНИЯ ФИКСИСТСКИХ
И МОБИЛИСТСКИХ КОНЦЕПЦИЙ ТЕКТОГЕНЕЗА

В современной геотектонике четко обозначились два направления
взглядов на условия и механизм формирования структуры земной коры -

фиксизм и мобилизм. Суть их достаточно подробно изложена в большом объеме публикаций и в отечественной литературе наиболее ярко представлена соответственно в работах В.В. Белоусова и А.В. Пейве и их последователей. В данном случае гораздо важнее подчеркнуть другое – будучи принципиально различными, оба эти направления вполне уживаются и, очевидно, еще долго будут сосуществовать друг с другом, несмотря на констатацию того, что в американской литературе учение о геосинклиналях рассматривается как пройденный этап [23], а связанная с ним терминология выходит из употребления [3].

Объясняется это тем, прежде всего, что и фиксизм, и мобилизм опираются на небольшой в целом объем одних и тех же данных, информативность и надежность которых далеко не всегда представляются достаточно определенными. Два вполне наглядных в этом отношении примера. В Вегенеровской гипотезе дрейфа континентов не последнюю, если не весьма существенную, роль сыграло сходство береговых очертаний континентов по обе стороны Атлантики. Это – действительно существующий факт, но явно недостаточный и даже не обязательный для обоснования столь серьезной тектонической концепции. Другой пример, которому мобилизм придает существенное значение, связан с признанием сокращения поверхности земной коры. В основе этого утверждения лежит представление об "избыточной" длине слоев, смятых в складки. В.Н. Шошо [36], которому принадлежит это выражение, наглядно показал, что такое удлинение может быть следствием растяжения слоев, участвующих в складкообразовании.

Примеры эти приведены не для показа ошибочности позиций неомобилизма. В конечном итоге и фиксизм, и мобилизм опираются на определенные данные для обоснования убедительности связей между процессами формирования структуры земной коры и процессами, происходящими за ее пределами, точнее в мантии, которые могут рассматриваться действительно как предположения [16], ибо возможность действия какого-либо механизма далеко не является свидетельством, а тем более доказательством его фактического проявления. Об этом приходится говорить потому, что "... иногда (пожалуй, даже нередко – Б.Г.) плейттектонисты заходят слишком далеко, стремясь подменить геологическое картирование геодинамическим, т.е. геологическую эмпирику всегда в той или иной степени умозрительными построениями" [23, с. 5].

Вот почему представляется целесообразным и необходимым разобраться в самой сущности ряда конкретных геологических и геофизических материалов, на которых базируются фиксизм и мобилизм, и установить степень надежности обоснования этих концепций.

Геологическая информация и ее возможности

Результаты геологических исследований, в том числе и бурения, дают определенную характеристику строения лишь самой верхней части земной коры, в лучшем случае до глубин 5–6 км. Весьма любопытным следу-

ет считать тот факт, что уже при возрастании объема данных только для указанных глубин картина геологического строения этой самой верхней части земной коры оказалась во многих случаях не только сложнее, чем это предполагалось, но даже резко не соответствующей ожидаемым результатам. При этом суть такого несоответствия не определяется ошибками в оценке глубин залегания перспективного в практическом плане комплекса отложений. Различия в проектных построениях и данных бурения в целом ряде случаев носят сугубо принципиальный характер. Они нередко указывают на обратные соотношения в структуре разновозрастных комплексов отложений, образование которых связано с различными этапами тектонического развития осваиваемых бурением регионов.

Наиболее интересными в этом отношении следует считать геосинклинальные складчатые области особенно зоны их погружения, где произведен относительно большой объем бурения. В частных молассовых прогибах таких зон, перспективных с точки зрения нефтегазоносности, достаточно уверенно устанавливаются обратные соотношения в структуре орогенного комплекса отложений их поверхностного выполнения и собственно геосинклинального складчатого комплекса пород одного и того же геосинклинального цикла. При этом в центральных частях молассовых прогибов глубины залегания поверхности геосинклинального комплекса отложений могут и должны превышать в 2 и даже 3 раза гипсометрические уровни, достигнутые бурением. 10-, а то и 15-километровые глубины залегания поверхности альпийского (мел, юра) геосинклинального комплекса отложений вполне допустимы, судя по результатам бурения и их сопоставления с геофизическими материалами, для зоны сочленения Горного Крыма и Большого Кавказа (Керченский и Таманский периклинальные прогибы), юго-восточного погружения последнего (Шемахино-Гобустанский и Кусаро-Дивичинский наложенные и Апшеронский периклинальный прогибы) и северо-западного погружения складчатого сооружения Копет-Дага (Прибалханская и Гограньдаг-Окаремская зоны складчатости).

Результаты бурения, и прежде всего глубокого, фактически не допускают различий в толковании складчатой структуры поверхностного выполнения молассовых прогибов. Частое повторение в разрезе молассовых образований одних и тех же горизонтов при различных вариантах такого повторения, резкое увеличение видимой мощности тех или иных горизонтов по вертикали, сопровождающееся столь же резкими изменениями углов падения пластов вдоль стволов скважин, значительное число нефтегазопроявлений, в первую очередь на стыках разных горизонтов — все это свидетельствует об очень сложной складчатой структуре.

И пологие, близкие к горизонтальным надвиги, и резкое, превышающее буквально в несколько раз возрастание видимых мощностей против истинных — это совершенно конкретные факты, установленные в указанных выше регионах. Весьма наглядны в этом отношении результаты бурения в Шемахино-Гобустанском районе Юго-Восточного Кавказа, где неполные видимые

мощности майкопской серии отложений олигоцена – нижнего миоцена и коунской свиты эоцена достигают в отдельности 2500–3000 м и более при их истинных мощностях, измеряемых в обнажениях первыми сотнями метров. Еще более разителен пример глубокого бурения на Старотитаровской площади Таманского полуострова. Здесь не полностью вскрытая видимая мощность той же майкопской серии пород составила 4200 м.

О больших глубинах залегания поверхности альпийского геосинклинального комплекса отложений в тех же молассовых прогибах и, очевидно, об автономном, бескорневом, наложенном характере складчатой структуры их поверхностного выполнения вполне определенно можно судить по материалам широко распространенного здесь грязевого вулканизма. Отличительная и весьма важная особенность этого явления – возможность конкретного определения возраста выносимых на поверхность твердых продуктов деятельности грязевых вулканов. Результаты многочисленных, в основном микропалеонтологических, анализов пород из брекчии грязевых вулканов по всем регионам их развития на территории СССР [37], а также ряда анализов по определению абсолютного возраста пород, произведенных в частности по грязевым вулканам Керченского и Таманского полуостровов и Западной Кубани [35], отчетливо показали несомненную возрастную аналогию между грязевулканической брекчией и поверхностным выполнением соответствующих прогибов¹.

Особое значение возрастных определений пород из брекчии грязевых вулканов заключается в том, что они так же конкретно, как и глубокое бурение, свидетельствуют об осложнении складчатой структуры поверхностного выполнения молассовых прогибов пологими надвигами, с которыми они непосредственно связаны. В выбросах грязевых вулканов нередко встречаются породы более молодые, нежели развитые и обнажающиеся на поверхности на участках расположения вулканов. На этот факт, как на свидетельство значительных горизонтальных перемещений по надвигу на Керченском полуострове, впервые еще в 1925 г. указал А.Д. Архангельский [1].

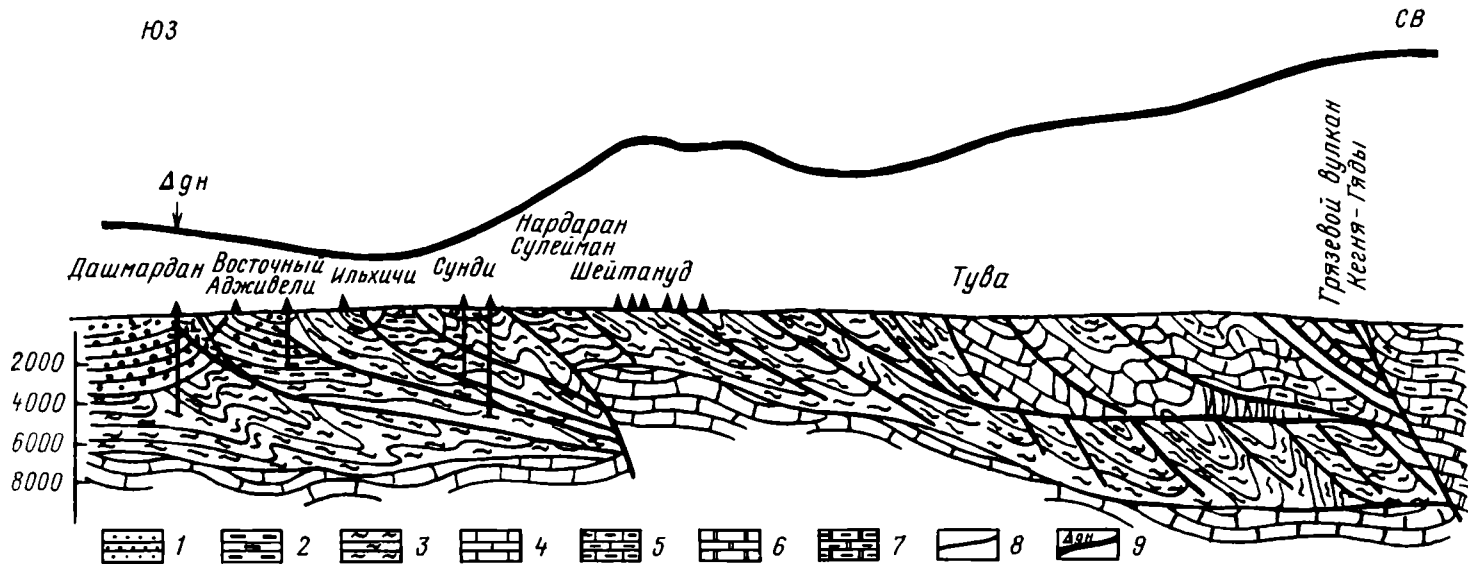
¹Имеющие подчиненное значение отступления от этой общей закономерности надежно объясняются либо переотложенным характером микрофауны из геосинклинальных отложений, либо покровным залеганием последних. Эти отступления интересны тем, что они находятся в хорошем соответствии с выявленной зависимостью между грязевым вулканизмом и процессами развития автономного складкообразования в толще поверхностного выполнения прогибов. Закономерный характер такой зависимости применительно к Юго-Восточному Кавказу фактически исключал вероятность нормального залегания флишевых отложений мела в Северном Гобустане, где с широкой полосой их распространения на поверхности связаны проявления грязевого вулканизма. Микрофаунистический анализ пород из грязевулканической брекчии явился надежным свидетельством справедливости предположения о перекрытии здесь меловым флишем кайнозойских моласс [13].

Таким образом, и материалы грязевого вулканизма позволяют характеризовать складчатую структуру поверхностного выполнения соответствующих прогибов не просто как сложную, а как изоклиально-чешуйчатую, как систему перекрывающих друг друга чешуй с большой амплитудой горизонтальных перемещений (рис. 1). Для сравнения на рис. 2 приведен проектный профиль параметрического бурения на площадях Сунди и Нардран-Сулейман. Необходимо лишь подчеркнуть, что скважины пробурены до глубин 3500 и 5200 м и из разреза майкопской серии отложений, пройдя по ним около 3000 м, фактически не вышли.

Кроме того, материалы грязевого вулканизма прямо свидетельствуют в пользу формирования складчатой структуры поверхностного выполнения прогибов за счет процессов, протекающих непосредственно в толщах, составляющих это поверхностное выполнение, за счет собственных энергетических ресурсов.

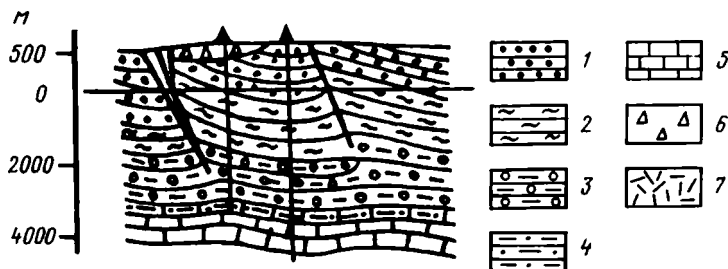
Судя по материалам грязевого вулканизма автономное складкообразование характерно не только для молассовых прогибов. Сахалин является пример, правда единственный на территории СССР, четкой связи грязевого вулканизма с процессами складкообразования, протекающими в толще поверхностного выполнения, но уже геосинклинального прогиба. На наш взгляд, это — факт исключительного значения. Ибо он должен рассматриваться как прямое указание на формирование в поверхностном выполнении геосинклинальных прогибов аналогичной наложенной, бескорневой, автономной складчатости. И здесь возраст твердых продуктов деятельности грязевых вулканов ограничивается меловым комплексом пород не древнее апта, залегающего в подошве геосинклинального разреза отложений. И здесь толща меловых отложений, особенно ее нижняя часть, характеризуется преимущественным, если не подавляющим, развитием глинистых обрзований. Наконец, и здесь проектные построения поисково-разведочного и параметрического бурения, не учитывающие факта формирования наложенной, изоклиально-чешуйчатой по своей морфологии, складчатости оказались в явном несоответствии с полученными результатами. Яркий пример — скважина, пробуренная на Пугачевской площади, у одноименного вулкана. При забое чуть более 2000 м она так и не прошла полного разреза быковской свиты турона — нижнего сенона, подошву которой предполагалось вскрыть на глубине около 500 м [38].

Думается, что приведенная геологическая информация вполне достаточна для обоснования выводов большого принципиального значения, о которых речь пойдет ниже, при совместном анализе и интерпретации геологических и геофизических материалов. В целом эта информация ограничена данными в основном по геосинклинальной складчатой области Большого Кавказа, точнее даже по ее периклиальным окончаниям. Но, во-первых, Большой Кавказ на территории СССР, пожалуй, наиболее хорошо изученный регион, который, как это справедливо заметил В.Е. Хаин [30], следует рассматривать в качестве полигона для проверки различных гипотез тектогенеза. Во-вторых, эта информация достаточно надежна, более



Р и с. I. Поперечный разрез Шемахино-Робустанского прогиба

1 - плиоцен; 2 - верхний и средний миоцен; 3 - нижний миоцен и палеоген; 4 - верхний мел; 5 - нижний мел; 6 - верхняя юра; 7 - средняя юра; 8 - тектонические нарушения; 9 - кривая наблюдаемого поля силы тяжести в редукции Буге



З и с. 2 Проектный профиль параметрического бурения на площадях восточной Сунди и Нардаран-Сулейман

1 - верхний и средний миоцен; 2 - нижний миоцен и олигоцен;
 3 - эоцен; 4 - палеоцен; 5 - верхний мел; 6 - грязевулканическая брекчия; 7 - тектоническая брекчия

или менее определенно характеризующая строение верхней части земной коры до глубин 10 и даже 15 км, в целом почти не освещенных бурением. С одной стороны, эта информация совершенно не подтверждает справедливость разделяемых в большинстве случаев представлений об унаследованном развитии складчатой структуры и в молассовых, и в геосинклинальных прогибах, на которых до сих пор основывается бурение и которые в равной мере используются сторонниками фиксизма и мобилизма для обоснования своих позиций. С другой стороны, она определяет обратные соотношения в структуре поверхностного выполнения, прогибов и их более жесткого консолидированного основания, бескорневой или автономный характер складчатой структуры поверхностного выполнения как следствие динамики самой этой толщи, как следствие расхода сконцентрированной в ней энергии, а не как результата усилий, действующих на эту толщу извне.

Геофизические материалы и их геологическая сущность

Из геофизических методов исследований с точки зрения познания строения земной коры и мантии наиболее информативными являются, пожалуй, сейсмические и гравиметрические. При этом первые дают более или менее конкретную картину скоростного разреза, тогда как методика гравиметрических исследований позволяет делать лишь качественные оценки связей между аномальными изменениями силы тяжести в пространстве и структурными особенностями границ раздела в земной коре и мантии, вследствие чего в количественных оценках таких связей субъективизм занимает вполне определенное место.

О степени информативности скоростного разреза и поля силы тяжести, точнее аномальных его изменений, с точки зрения выяснения геологического, прежде всего глубинного строения земной коры, можно довольно определенно судить по имеющимся результатам сверхглубокого бурения на Кольском полуострове и в Куринской впадине Азербайджана. Уже полученные в процессе бурения этих скважин данные преподнесли в буквальном

смысле слова сюрпризы, требующие серьезной ревизии существующих представлений о внутренней структуре земной коры и свидетельствующие о необходимости разобраться в геологической природе гранитного и базальтового слоев.

Если Кольская скважина показала, что ниже 7,5 км, где по данным глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) должна была отбиваться поверхность базальтового слоя, в геологическом характере разреза скважины до глубин, превышающих 10–11 км, сколько-нибудь существенных изменений не произошло¹, то результаты бурения Саатлинской СТ, забой которой в настоящее время находится на глубине более 8000 м, оказались не менее любопытными. До проходки этой скважины и вообще до проведения глубокого бурения в центральной части Куринской впадины и прежде всего в пределах Талыш–Вандамского максимума силы тяжести, его обособление здесь объяснялось неглубоким залеганием доальпийского или доюрского фундамента [10, 19, 20, 25, 33]², что определялось высокими уровнями отбивки по данным ГСЗ гранитного (до 5 км) и базальтового (до 7–7,5 км) слоев. Следовательно, скважина прошла все предполагаемые до ее бурения уровни залегания поверхности кристаллического фундамента и базальтового слоя, так и не вскрыв доюрского комплекса отложений³. При этом глубины залегания поверхности мезозойских отложений, в том числе и по результатам бурения целого ряда глубоких скважин, здесь находятся на уровне около 3000 м, а граница между мелом и юрой, по результатам бурения опережающей скважины, проходит примерно на 6-километровой глубине.

Данные, полученные в процессе бурения Саатлинской СТ, явно не допускают разночтений при объяснении причин аномальных изменений поля силы тяжести в Куринской впадине. Они должны рассматриваться только как свидетельство изменений глубин залегания поверхности мезозойского комплекса пород или изменений суммарных мощностей кайнозойских отложений⁴. И не следует причину изменений значений силы тяжести видеть в таких казалось бы неожиданностях, как вулканогенный, причем преиму-

¹ Фактически эта граница является внутренней для гранито-метаморфического слоя (Л.И. Верник).

² Высказывались даже соображения о высоком уровне залегания здесь байкальского фундамента [31].

³ Обособление Талыш–Вандамского максимума в определенной мере связывалось с развитием или внедрением магматических пород, причем основного состава [10, 27, 32]. Однако решающим фактором и при этом считалось высокое (5–6 км) залегание кровли доюрского фундамента.

⁴ В южной части Талыш–Вандамского максимума, где проходит продольный (для Куринской впадины) профиль ГСЗ № 3 и где значения силы тяжести заметно выше по сравнению с участками расположения Саатлинской и опережающей скважин, глубины залегания поверхности консолидированной коры находятся на уровне 2,5–3,5 км [24], т.е. на уровне развития меловых и, возможно, палеогеновых скорее всего вулканогенно-осадочных пород.

щественно основной, состав разреза мела и юры. Суть этих изменений заключается прежде всего в принадлежности кайнозойских отложений к орогенной формации, резко отличающейся по своим физическим свойствам, в первую очередь плотностям, от любой доорогенной, в том числе и альпийской геосинклинальной мезозойской (мел, юра) толщи пород.

Аналогичную роль структура (или рельеф) поверхности мезозойских отложений (или изменения суммарных мощностей кайнозойских пород) играет и в распределении аномалий силы тяжести в пределах юго-восточного погружения мегантиклинория Большого Кавказа [11]. И здесь его осевой зоне, или мезозойскому ядру, выступающему на дневной поверхности, соответствует крупный региональный (Дибрарский) максимум силы тяжести, тогда как наложенные молассовые прогибы выражены в виде региональных же минимумов силы тяжести. Различия в аномальных изменениях силы тяжести в указанных регионах обусловлены лишь соотношениями в их абсолютных значениях — существенно большими контрастами в Куринской впадине по сравнению с Юго-Восточным Кавказом, что находится в хорошем соответствии с вулканогенным разрезом отложений мела и юры в первом случае и преимущественно терригенным — во втором.

Но главное заключается, пожалуй, в том, что по характеру изменений силы тяжести в пространстве на востоке Большого Кавказа и в Куринской впадине можно судить только о структурных соотношениях между мезозойскими и кайнозойскими отложениями, т.е. между геосинклинальным и орогенным комплексами пород альпийского цикла тектогенеза. Что же касается структуры доюрского или доальпийского фундамента, то по материалам гравиметрии ее просто невозможно выявить никакими расчетами, ибо эти расчеты либо ничем обосновать, либо они будут базироваться на явно субъективных представлениях.

Не позволяет сколько-нибудь уверенно говорить о структуре доальпийских комплексов отложений и совокупность данных гравиметрии и ГСЗ: граничные скорости в 5,5–6,0 км/сек и выше, характерные для гранитного и базальтового слоев, вполне могут быть связаны с разрезом отложений юры и даже мела. Плотностная характеристика этих пород нередко превышает 2,7 г/см³, что определяет их соответствие, с геофизической точки зрения, консолидированной коре, по крайней мере верхней ее части. Вывод этот выглядит тем более убедительным, что интервалы глубин распространения геосинклинального комплекса отложений могут оказаться и, скорее, должны быть значительно большими против представлений, базирующихся на материалах ГСЗ. Данные Саатлянской СГ весьма выразительны в этом отношении.

К сожалению, на сегодня лишь допустим, хотя и вполне логичен, вывод об обратных соотношениях в структуре альпийского геосинклинального комплекса и доальпийского фундамента и значительных, не менее, а то и более 10 км, глубинах залегания поверхности последнего на востоке Большого Кавказа, причем в осевой зоне одноименного мегантиклинория, где непосредственно на поверхности обнажаются раннегеосинклиналь-

ные отложения нижней и средней юры [12]. Следует подчеркнуть, что глубокие врезы рек в толщу сланцевой юры на южном склоне Большого Кавказа так же позволяют рассматривать ее складчатую структуру как систему чешуй, разграниченных пологими надвигами, перекрывающих друг друга и уходящих под сложное теми же отложениями северное крыло Центрального поднятия. Иначе говоря, геосинклинальный комплекс отложений в осевой зоне мегантиклинория Большого Кавказа по морфологии своей складчатой структуры, по крайней мере в вертикальном разрезе, близок, если не сказать идентичен, поверхностному выполнению молассовых прогибов.

Интерпретация геологических и геофизических материалов применительно к существующим тектоническим концепциям

Обратные соотношения в складчатой структуре поверхностного выполнения молассовых и геосинклинальных прогибов и их более консолидированного основания — факт, достаточно определенно подтвержденный в материалах бурения, геофизики и грязевого вулканизма. По крайней мере, для подобных прогибов, точнее их отдельных структурных зон, осложненных грязевым вулканизмом, этот вывод вполне надежно обосновывается. Но исключительный характер структурных зон земной коры, где грязевой вулканизм получил свое проявление, определяется не своеобразием процессов тектогенеза, а, скорее, более благоприятными условиями развития этих процессов и, возможно, соответствующей геохимической специализацией разреза поверхностного выполнения прогибов. Эти условия применительно к территории Азербайджана рассмотрены специально в объяснительной записке к карте грязевых вулканов [14]. И они свидетельствуют о том, что грязевой вулканизм является прямым следствием складкообразования, активно протекающего и в настоящее время, а не следствием каких-либо особых тектонических процессов.

Процесс складкообразования носит, как уже указывалось, автономный характер, во всяком случае в осадочных толщах. Он связан в основном с толщами, выполняющими соответствующие прогибы. Но в таком случае он должен обеспечиваться собственными энергетическими ресурсами за счет захоронения флюидов, главным образом при аккумуляции осадков в геосинклинальных и молассовых прогибах. Не исключено поступление дополнительных и даже значительных объемов флюидов по сложной системе тектонических нарушений из нижних горизонтов земной коры и даже из мантии в те же толщи поверхностного выполнения прогибов. Возможно, что таким путем осуществляется дегазация Земли через грязевые вулканы, как это допускают П.Н. Кропоткин и Б.М. Валяев [17]. Но главное заключается в том, что процесс складкообразования в толщах поверхностного выполнения прогибов в конечном итоге является следствием затрудненного перетока в них флюидов и перемещения в пространстве, в пределах прогибов, пород самих толщ.

Суть этого процесса заключается в том, что поверхностное выполнение прогибов, представленное преимущественно глинистым разрезом отложений, должно рассматриваться как неравновесная система, характеризующаяся неравномерным распределением флюидов и, соответственно, пластовых или поровых давлений в пространстве. Неизбежность перетока флюидов в этих условиях с целью выравнивания давлений для приведения системы в равновесие и должно определять энергетические возможности толщ поверхностного выполнения прогибов. Вот такое сочетание неизбежности перетока флюидов и сложностей их перераспределения в плохопроницаемой среде, какой являются мощные глинистые образования, и обеспечивает перераспределение в пространстве самих пород, вмещающих флюиды, и как следствие этого перераспределения – их смятие в складки и осложнение разрывами. Трансформация последних в надвиги с достаточно большой горизонтальной амплитудой выглядит так же вполне логичной. Главное, что горизонтальная расслоенность толщ поверхностного выполнения прогибов, выраженная в разграничении сложнопостроенных чешуй пологими, нередко почти или даже строго горизонтальными (по крайней мере на отдельных отрезках) надвигами, уже не должно рассматриваться как предположение. Это – надежно установленный не только поверхностными наблюдениями, но и бурением факт.

Возможность такого развития процессов складкообразования, по крайней мере в геосинклинальных складчатых областях, уже была рассмотрена автором [12]. Признание правильности такой схемы формирования складчатой структуры исключает возможность возникновения складчатых областей в результате общего горизонтального сжатия, с чем, в свою очередь, связывается сокращение размеров первоначальных прогибов. Развитие автономной складчатости в поверхностном выполнении прогибов, в том числе межгорных, передовых и платформенных, предполагает совершенно иную трактовку инверсии геотектонического режима, или трансформации прогибов в зоны воздымания, вплоть до образования складчатых горных сооружений. Коль скоро автономное складкообразование обеспечивается внутренними источниками энергии, для объяснения условий развития складкообразования и инверсии геотектонического режима нет необходимости прибегать к помощи внешних усилий, возникающих за пределами прогибов. Иными словами, складкообразование в поверхностном выполнении прогибов может обходиться и, скорее всего, обходится без поддвига одной плиты под другую и без мантийных процессов, протекающих под ними и приводящих в движение большие объемы масс мантийного вещества.

Прежде всего необходимо подчеркнуть, что развитие складкообразования в прогибах и инверсию геотектонического режима не следует рассматривать в отрыве друг от друга. Это – несомненно единый процесс. Более того, инверсия есть не что иное, как следствие складкообразования. В этом смысле содержание самого термина "инверсия" геотектонического режима следует пересмотреть. Суть его всегда заключалась в признании смены знака вертикальных движений вне зависимости от причин, обусло-

вливающих это явление в первую очередь в геосинклинальных прогибах. Именно так характеризовалась инверсия в ранних обобщениях В.В. Белоусова [4, 5] и В.Э. Хайна [28, 29]. Естественно, что она (инверсия) могла рассматриваться как следствие предполагаемых глубинных процессов. Естественным поэтому было и представление о том, что она должна предшествовать процессам складкообразования и обеспечивать их проявление.

Сейчас, когда мантия и явления, происходящие в ней, стали объектом очень широкого обсуждения в литературе, посвященной геологическим, геофизическим и геохимическим аспектам развития и формирования структуры земной коры, те же идеи В.В. Белоусова об инверсии геотектонического режима получили уже более современное обоснование в последних его публикациях [6,7] и дальнейшее развитие в обобщении В.Н. Шолпо [36]. Исходя из содержания термина "инверсия" эти идеи, допускающие возможность проявления глубинного диапиризма, не изменяют, а лишь конкретизируют генетическую природу связанного с ним явления.

С позиций неомобилизма инверсия также рассматривается как явление, предшествующее складкообразованию и также вызывающее его. Но генезис этого явления выглядит уже совершенно другим. Инверсия в этом случае объясняется встречным горизонтальным движением литосферных плит, больших или малых (микроплит) - в зависимости от размеров прогиба, в котором произошла инверсия геотектонического режима или складчатой структуры.

Но, пожалуй, самым любопытным является тот факт, что в морфологическом выражении инверсионных соотношений в складчатой структуре самого позднего геосинклинального комплекса отложений и более древнего фундамента между фиксизмом и мобилизмом принципиальных различий фактически нет. В этом нетрудно убедиться опять-таки на примере разрезов земной коры Большого Кавказа в изображении В.Н. Шолпо [36] и А.Г. Шемпелева [34]. И в принципиальном разрезе, по первому, и в конкретных разрезах, по второму автору, подошва земной коры прогнута, а поверхность доальпийского фундамента залегает достаточно высоко в виде поднятия, хотя природа такого воздымания фундамента и, соответственно, "выворачивания" альпийского геосинклинального прогиба различна¹.

¹ Несмотря на достаточно хорошее совпадение между наблюдаемыми и вычисленными кривыми поля силы тяжести, на профильных разрезах земной коры Волгоград-Нахичевань, Степное-Бакуриани и Гали-Александровское, приведенных в работе А.Г. Шемпелева [34], соответствие указанных кривых самим разрезам выглядит явно различным. К примеру, при сравнении двух последних разрезов становятся непонятными принципиальные различия в ходе кривой аномалий силы тяжести на участке Центрального поднятия Большого Кавказа при несомненном сходстве в соотношениях поверхностной и глубинной структуры. Едва ли их можно объяснить различиями в абсолютных глубинах залегания поверхности М в этих двух сечениях.

Различия в трактовке глубинных процессов, порождающих совершенно определенные структурные условия залегания разновозрастных толщ, по крайней мере в верхней части земной коры, вполне возможны и на сегодня неизбежны. Ибо оценка глубинных процессов все еще и, очевидно, еще долго будет связана с гипотетическими предположениями. Но последние могут оказаться более надежными, более обоснованными, если будут опираться на уверенные фактические данные, на правильное изображение структуры, построенной с учетом всей имеющейся геологической и геофизической информации.

Приведенные факты со всей очевидностью свидетельствуют о необходимости изменения нашего отношения к геофизическим полям. Допускаемая нередко переоценка значения глубинных факторов при геологической интерпретации аномальных изменений силы тяжести, материалов взрывной сейсмологии и данных других видов геофизических исследований привели к явно ошибочному изображению структуры верхней части земной коры, а, соответственно, и к ошибочным предположениям об условиях ее формирования. Нельзя не согласиться с А.А. Борисовым и др. [5], что надо с определенной осторожностью относиться к отбивке поверхности фундамента или консолидированной коры и к изображению внутренней структуры фундамента по сейсмическим материалам. Ибо выделение первой характеризуется значительной сложностью особенно в глубоких депрессиях и вообще в зонах мощного развития осадочных толщ, в низах которых нередко встречаются высокоскоростные слои. А преимущественно субгоризонтальная расслоенность консолидированной коры на сейсмических разрезах находится в явном противоречии с конкретными геологическими данными. Сланцевая яра Большого Кавказа, на наш взгляд, как раз и является собой пример серии пород с высокими плотностной и скоростной характеристиками, соответствующими консолидированной коре, но которую обычно относят к осадочной толще. Естественно, что при таком отношении к ней интерпретация геофизического материала неизбежно приведет к искаженному изображению структуры поверхности доальпийского (докорского) фундамента, вплоть до того, что такое искажение может оказаться зеркальным отражением действительного рельефа этой поверхности.

Таким образом, конкретизация строения верхней части земной коры, строго учитывающая данные поверхностной геологии, бурения и действительные возможности геофизики — необходимое и обязательное условие обоснования представлений о механизме формирования выявленных структурных соотношений в пределах доступных глубин. Только через такой этап должно проходить обоснование любой гипотезы, претендующей на объяснение механизма и условий формирования и развития структуры земной коры во времени.

Как это ни странно, если не сказать парадоксально, но стало вполне обычным и даже естественным рассматривать развитие структуры земной коры, в том числе и в альпийском цикле тектогенеза, с обязательным привлечением мантийных процессов. Разумеется, что процессы в ман-

тии протекают непрерывно. Но означает ли это, что они повсеместно играли основную роль в создании структурной обстановки в альпийском этапе, когда твердая кора и достаточно мощная уже существовала? Это тем более странно, что в разрезе земной коры четко выделяются мощные толщи пород, которые в свое время представляли собой волноводы [21] и которые в прошлом сыграли такую же роль в формировании сложной складчатой структуры земной коры, какую сейчас играют преимущественно глинистые образования поверхностного выполнения молодых наложенных прогибов.

Результаты обработки материалов по структуре и геохимической обстановке мощного осадочного выполнения Южно-Каспийской впадины, произведенной М.С. Гулиевым и автором настоящей статьи, позволяют достаточно обоснованно говорить о том, что мантийные процессы едва ли являются непосредственным источником механической энергии, обеспечивающей формирование внутренней структуры земной коры, возникновение обратных соотношений в структуре разновозрастных формационных комплексов. Они, скорее, должны проявлять себя как опосредованные в волноводах земной коры процессы, выражающиеся в виде автономных перемещений вещества волноводов в пространстве. В соответствии с этими результатами можно даже допустить, что за счет мантийных процессов возможно возникновение в земной коре волноводов на глубинах порядка 5–10 км и более, где затем и происходит перераспределение вещества, обеспечивающее течение автономных тектонических процессов, с которыми и связаны резкие различия в структуре земной коры в ее вертикальном разрезе.

Весь изложенный материал – прямое свидетельство проявления складкообразования, обеспечивающего в конечном итоге инверсию складчатой структуры, а, следовательно, и геотектонического режима в условиях прогибания за счет перераспределения материала поверхностного выполнения прогибов непосредственно в их пределах. Инверсия, которая происходит в настоящее время в альпийских молассовых прогибах, ярко запечатлена в обратных соотношениях между складчатой структурой их поверхностного выполнения и полем силы тяжести: системам складок, ограниченными пределами прогибов и испытывающим и дифференцированное, и общее воздымание, соответствуют региональные минимумы силы тяжести.

Аналогично процесс инверсии складчатой структуры протекал и в геосинклинальных прогибах. Но различия в отражении инверсионных соотношений между поверхностным выполнением и консолидированным основанием молассовых и геосинклинальных прогибов на региональных изменениях поля силы тяжести вполне объяснимы. Имеющее место соответствие инверсионных поднятий, возникших в геосинклинальных прогибах, региональным максимумам силы тяжести, очевидно, обусловлено фактическим завершением в них процессов инверсии. Довольно мощные толщи пластичных пород, аккумуляция которых происходила не только в начальном стадии, но, в основном, в течение всего этапа геосинклинального прогибания, по мере

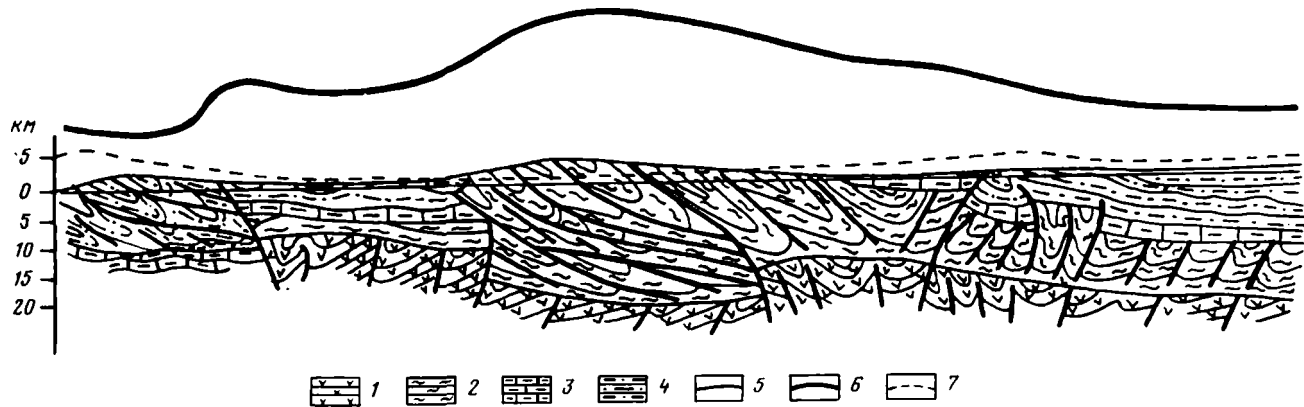
развития процессов складкообразования и инверсии испытывали постепенное уплотнение и метаморфизм, расходуя одновременно содержащиеся в них флюиды и лишаясь тем самым основного источника энергии.

Нетрудно себе представить, что молассовые прогибы являются порождением инверсионного развития складчатой структуры в возникших ранее геосинклинальных прогибах (рис. 3). И если ход инверсии складчатой структуры повторяется в молассовых прогибах, то, очевидно, следует говорить о преобладании горизонтальных и вертикальных движений. Важно подчеркнуть, что процесс инверсии складчатой структуры сопровождается возникновением смежных прогибов в пределах зон, которые, вероятнее всего, в предшествующем цикле тектогенеза уже претерпели инверсию геотектонического режима. При этом даже в молассовых прогибах размах вертикальных движений, вызванных горизонтальным перемещением пластичных толщ их поверхностного выполнения, должен измеряться величинами порядка 10–15 км и более, что позволяет проводить аналогию между процессами инверсии и в молассовых, и в геосинклинальных прогибах.

Такая схема развития структуры земной коры по времени вполне надежно объясняет постепенное возрастание ее мощности и обратные соотношения в структуре поверхности и подошвы комплексов пород отдельных тектонических циклов в ее вертикальном разрезе. Главная роль при этом должна быть отведена не вертикальным или горизонтальным движениям, а толщам пластичных пород – водноводам, обладающим значительными запасами собственной энергии, которая расходуется на складкообразование (горизонтальные движения) и на создание инверсионных или обратных соотношений (вертикальные движения) как между комплексами отложений разных циклов, так и между геосинклинальной и молассовой формациями одного и того же цикла тектогенеза.

Дискуссия по вопросу о первичности или решающей роли вертикальных или горизонтальных движений в формировании структуры земной коры – свидетельство определенного уровня развития геологической науки. В то же время она свидетельствует и о том, что путь решения этого вопроса лежит через преодоление сложностей, связанных прежде всего с отсутствием надежных данных, а соответственно и представлений о строении не только всей толщи земной коры, но и ее верхней части. Важную роль в его решении могут и должны сыграть результаты анализа структурных условий проявления интрузивного и эффузивного магматизма; выяснение конкретных связей между тектоническими процессами, с одной стороны, и рудообразованием и сейсмичностью – с другой. В этом плане определенным интересом представляют работы В.И. Смирнова [26], Я.А. Драновского [15] и Л.М. Балакиной [2], содержащие критику неомобилизма.

Думается, что бреши в гипотезах при отсутствии надежных данных по структуре земной коры и имеющихся различиях во взглядах на геологическую природу геофизических полей, найти не так трудно. Но необходимо сказать и о том, что неомобилизм в его современном виде возник



Р и с. 3. Принципиальная схема структурных взаимоотношений между разновозрастными формационными комплексами отложений в поперечном разрезе геосинклинальной складчатой области

1 - складчатое основание (фундамент) геосинклинального прогиба; формационные комплексы последнего геосинклинального этапа развития; 2 - раннегеосинклинальный; 3 - позднегеосинклинальный; 4 - переходный от геосинклинального к орогенному и орогенный; 5 - тектонические нарушения; 6 - кривая наблюдаемого поля силы тяжести в редукции Буге; 7 - предполагаемый в будущем рельеф дневной поверхности

как следствие анализа материалов по структуре земной коры океанов, явно до сих пор хуже изученной^I, нежели континентов. Правда для последних в литературе приводится немало свидетельств в пользу проявления тектоники литосферных плит. К сожалению, в качестве таких сугубо структурных свидетельств рассматриваются и изоклинально-чешуйчатая складчатость геосинклинальных областей и проявления покровной тектоники. Но эти явления, скорее, позволяют говорить о значительно более тесном взаимодействии между вертикальными и горизонтальными движениями, нежели о зависимости первых от вторых или наоборот.

Формирование внутренней структуры земной коры обусловлено существенной ролью процессов автономного складкообразования, протекающих в толщах пластичных пород волноводах. Их переслаивание в земной коре — очевидное указание на многоступенчатый процесс наращивания толщины коры во времени, обязанный трансформации вертикальных движений в горизонтальные и, наоборот, обеспечивающих, в свою очередь, превращение ранее возникших волноводов в жесткие консолидированные формационные комплексы и появление новых волноводов. Что же касается процессов, происходящих в астеносфере, и их влияния на формирование и развитие структуры земной коры, то она, очевидно, могут быть в определенной мере познаны с помощью расшифровки и изучения процессов, протекающих в коре и даже в ее верхней части. Но и в этом случае они потребуют весьма надежного обоснования, ибо "... жесткая литосфера служит эффективным экраном между наблюдателем и астеносферой" [16, с. 7].

^IВесьма справедливы в этом плане высказывания А.А. Пронина [22] о непропорциональности количества данных по геологии дна океанов и числа новых гипотез и концепций, основанных на их интерпретации, и Н.К. Гулина [9] о явной непредставительности имеющихся геофизических материалов, на которых базируется заключение о тонкой коре в океанах.

Л и т е р а т у р а

1. Архангельский И. А. Д. Несколько слов о генезисе грязевых вулканов Апшеронского полуострова и Керченско-Таманской области // Мол. ЮМФ. Отд. геол. 1925. Т. 3, вып. 3/4. С. 269-284.
2. Балакина Л.М. Землетрясения Тихого океана (пространственное расположение и процессы в очагах) // Геотектоника. 1983. № 5. С. 20-37.
3. Белов А.А. Региональная тектоническая эволюция Тетиса и Альпийско-Тималайской горной системы: школа-совещание в г. Стамбуле, осень 1985 г. // Там же. 1986. № 6. С. 105-107.
4. Белоусов В.В. Общая геотектоника. М.: Госгеолтехиздат, 1948. 575 с.
5. Белоусов В.В. Основные вопросы геотектоники. М.: Госгеолтехиздат, 1954. 302 с.
6. Белоусов В.В. Основы геотектоники. М.: Недра, 1975. 262 с.
7. Белоусов В.В. Эндегенные режимы и общие закономерности развития материков // Тектоносфера Земли. М.: Наука, 1976. Ч. I. С. 79-108.

8. Борисов А.А., Суворов А.И., Каленик В.Н. Глубинное строение и главнейшие глубинные разломы на территории СССР // Тектоника территории СССР. М.: Наука, 1979. С. 16-31.
9. Булин Н.К. Земная кора океанов по сейсмическим данным // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1982. Т. 57, вып. I. С. 3-17.
10. Гаджиев Р.М. Глубинное геологическое строение Азербайджана. Баку: Азернефр, 1965. 200 с.
11. Григорьянц Б.В. Роль поверхностной структуры в распределение аномалий силы тяжести в складчатых областях // Сов. геология. 1964. № 7. С. 63-75.
12. Григорьянц Б.В. Структурные соотношения мезозойских и кайнозойских отложений и возможные условия проявления инверсии на Юго-Восточном Кавказе // Геотектоника. 1982. № 4. С. 42-53.
13. Григорьянц Б.В., Алиев А.А., Амбарцумов Л.А. и др. Новые данные о проявлениях покровной тектоники на Юго-Восточном Кавказе // Изв. АН Аз. ССР. Сер. наук о Земле. 1982. № I. С. 32-37.
14. Грязевые вулканы нефтегазосных областей Азербайджанской ССР: Объясн. зап. к карте. Л.: Аэрогеология МинГео СССР, 1978. 40 с.
15. Драновский Я.А. Геосинклинали и новая глобальная тектоника (неомобилизма) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1981. Т. 56, вып. 5, С. 3-18.
16. Косыгин Ю.А. Главные структурообразующие процессы в коре и их связь с движениями в мантии // Геотектоника. 1983. № 5. С. 3-7.
17. Кропоткин П.Н., Валяев Б.М. Геодинамика грязевулканической деятельности (в связи с нефтегазосностью) // Геологические и геохимические основы поисков нефти и газа. Киев: Наук. думка, 1980. С. 148-176.
18. Ле Пшон К., Франшто Ж., Боннин Ж. Тектоника плит. М.: Мир, 1977. 288 с.
19. Маловицкий Я.П. История геотектонического развития впадины Каспийского моря // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1968. № 10. С. 103-120.
20. Мамедов А.В. Геологическое строение Среднекуринской впадины. Баку: Элм, 1973. 194 с.
21. Пейве А.В., Руженцев С.В., Трифонов В.Г. Тектоническая расслоенность и задачи изучения литосферы континентов // Геотектоника. 1983. № I. С. 3-13.
22. Пронин А.А. Альпийский цикл тектонической истории Земли. Кайнозой. Проблемы возраста современных океанов. Л.: Наука, 1973. 318 с.
23. Пущаровский Ю.М. Судьба учения о геосинклиналях в связи с развитием мобилизма // Геотектоника. 1987. № 2. С. 3-13.
24. Раджабов М.М. Граничные скорости в консолидированной коре Куринской впадины // Земная кора окраин материков и внутренних морей. М.: Наука, 1975. С. 103-108.
25. Резанов И.А., Шевченко В.И. Строение и эволюция земной коры геосинклиналей. М.: Недра, 1976. 183 с.
26. Смирнов В.И. Геотектоника и эндогенное рудообразование // Тектоника территории СССР. М.: Наука, 1979. С. 32-46.
27. Федюнский В.В. Гравиметрическая характеристика предгорных и межгорных впадин в геосинклиналях // Памяти академика Архангельского. М.: Изд-во АН СССР, 1951. С. 391-408.
28. Хавин В.Е. Геотектонические основы поисков нефти. Баку: Азнеф-теиздат, 1954. 692 с.

29. Хаин В.Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1964. 478 с.
30. Хаин В.Е. Сопоставление фиксистских и мобилистских моделей тектонического развития Большого Кавказа // Геотектоника. 1982. № 4. С. 3-13.
31. Хаин В.Е., Гарданов А.Н. Геологическая история и строение Куриной впадины. Баку: Изд-во АН АЗССР, 1952. 348 с.
32. Цимельзон И.О. К проблеме геологической интерпретации Талыш-Вандамского гравитационного максимума // Геология нефти и газа. 1959. № 3. С. 56-65.
33. Цимельзон И.О. Глубинное строение земной коры и тектоника Азербайджана по данным геофизических исследований // Сов. геология. 1965. № 4. С. 103-111.
34. Емпелев А.Г. О глубинном выражении Главного Кавказского надвига // Геотектоника. 1976. № 6. С. 57-65.
35. Шныков Е.Ф., Шауменко П.И., Лебедев И.С. и др. Грязевой вулканизм и рудообразование. Киев. Наук. думка, 1971. 332 с.
36. Шолпо В.Н. Альпийская геодинамика Большого Кавказа. М.: Недра, 1978. 176 с.
37. Якубов А.А., Григорьянц Б.В., Алиев А.А. и др. Грязевой вулканизм Советского Союза и его связь с нефтегазосностью. Баку: Элм, 1980. 166 с.
38. Якубов А.А., Григорьянц Б.В., Табаяков А.А. и др. Структурные условия проявления грязевого вулканизма на о. Сахалин в связи с оценкой перспектив нефтегазосности // Геология и магматизм западного обрамления Тихого океана. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1979. С. 90-100.

Предисловие	3
Холодов В.Н. Проблемы гидрогеологии в связи с экзогенным и эндогенным стратиформным рудогенезом	6
Буадзе В.И. Эндогенные факторы формирования стратиформных свинцово-цинковых месторождений	21
Зорин Е.С. Экзогенные факторы образования стратиформных свинцово-цинковых месторождений	43
Горжевский Д.И., Павлов Д.И. Современное состояние проблемы генезиса свинцово-цинковых месторождений стратиформного типа (эндогенные и экзогенные факторы формирования)	54
Наркелян Л.Ф., Трубачев А.И. Индикаторы осадочного формирования стратиформных месторождений меди	64
Габлина И.Ф. Минералогические и литологические особенности медного оруденения в осадочных толщах	78
Сатпаева М.К. Индикаторы эндогенного происхождения стратиформных месторождений меди (на примере месторождений Казахстана).....	93
Лурье А.М. Проблема генезиса медистых песчаников и сланцев.....	112
Мстиславский М.М. Об эндогенном источнике марганца осадочных марганцеворудных месторождений	121
Заренцов И.М. О главных проблемах в познании генезиса марганцевых месторождений	151
Холодов В.Н., Бутузова Г.Ю. К проблеме генезиса металлоносных расолов и стратиформных месторождений Cu-Pb-Zn в красноцветных формациях	157
Бутузова Г.Ю. Роль экзогенных и эндогенных факторов в формировании гидротермально-осадочных отложений дна Мирового океана	176
Штеренберг Л.Е., Ишутин В.В., Исаева И.В. Особенности состава и строения гидротермальных руд побережья Красного моря	193
Коробов А.Д. Низкотемпературные гидротермальные процессы в поздне-мезозойских вулканогенных формациях Забайкалья как фактор размещения флюоритоносных площадей	212

Омельяненко В.И., Андреева О.З., Золовникова И.М., Головин В.А. Тонкочешуйчатые диоктаэдрические калиевые слюды как индикаторы гидротермального генезиса метасоматитов	225
Бернатонис В.К., Коробейников А.Ф. Современные минеральные глинистые новообразования в золоторудных месторождениях Восточного Саяна	236
Дриш Э.А., Коссовская А.Г. К проблеме индикаторных возможностей А1- слюд гидротермальных метасоматитов	239
Григорьянц В.З. Некоторые вопросы надежности обоснования фиксистских и мобилистских концепций тектогенеза	249

Научное издание

ЛИТОГЕНЕЗ И РУДООБРАЗОВАНИЕ
(критерии разграничения экзогенных
и эндогенных процессов)

Утверждено к печати
Межведомственным литологическим
комитетом АН СССР

Художник А.М. Драговой

Художественный редактор В.В. Алексеев

ИБ № 37616

Подписано к печати 24.03.89. Т-07488
Формат 60 x 90 1/16. Бумага офсетная № 1
Печать офсетная. Усл. печ. л. 17,0
Усл. кр.-отт. 17,4. Уч.-изд. л. 19,7
Тираж 550. Тип. зак. 1429. Цена 4 руб.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука", 117864 ГСП-7,
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

Отпечатано с оригинала, подготовленного
Межведомственным
литологическим комитетом АН СССР