



ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •

НОН РЕДЕНЕ

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

5

1975

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

СОДЕРЖАНИЕ

Г. Н. Ельцина, Е. М. Емельянов. Связь между минералогическим, химическим и гранулометрическим составом современных биогенных карбонатных осадков (на примере Атлантического океана)	3
М. А. Глаголева, И. И. Волков, В. С. Соколов, Т. А. Ягодинская. Химические элементы в осадках Тихого океана на разрезе от Гавайских островов до побережья Мексики	16
М. Е. Каплан. Факторы, контролирующие эволюцию состава морского мезозойского терригенного комплекса северных прогибов Сибири	29
В. В. Воронцов, М. В. Горбатенкова, Л. С. Дюфур, Н. Н. Петрова. Литолого-фациальные особенности визейских бокситоносных отложений Южного Тимана	46
Б. П. Градусов, В. Н. Григорьев, М. А. Ратеев, С. Д. Соколов. Обломочные серпентинитовые отложения в юго-восточной части Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа	62
В. Ю. Ивсенен, Г. В. Ивсенен. Роль вулканизма в формировании отложений раннего триаса Лено-Виллюйской нефтегазоносной провинции	74
А. Б. Веймарн, М. В. Мартынова. О закономерностях размещения железо-марганцевых месторождений в фамене Центрального Казахстана	81
Д. Н. Алексеев. Стратиформное свинцово-цинковое оруденение Забайкалья и Прибайкалья	93
Г. А. Каледа, Н. С. Шик. Тектонические закономерности размещения и нефтегазоносность баров	103
В. И. Виноградов, В. И. Егин, Л. Н. Кичигин, Е. А. Кузьмина, А. М. Лейтес, С. Б. Смелов, А. Р. Энтин. Значение литологического контроля апатитоносности архейских образований Алданского щита (по данным изотопного состава серы)	117

Краткие сообщения

Н. Н. Верзилин, Н. С. Окнова. Золотые песчаники мелового возраста в Фергане	128
О. И. Бент, Е. И. Михеев. О следах латеритного выветривания в верхнем девоне Центрального Казахстана	135
А. И. Вознесенский, Т. Г. Елисеева, Л. Е. Штеренберг. Цеолиты в олигоценовых отложениях севера Устюрта и северо-запада Приаралья	140
А. С. Михайлов. Морденитовые породы южного борта Куринской впадины	145
С. И. Овчинников. О влиянии газа на постседиментационные преобразования пород-коллекторов	151

Хроника

Н. Д. Зульфугарлы. Первая геохимическая конференция в Азербайджане	156
В. А. Гроссгейм, Г. А. Каледа. Семинар «Состояние и перспективы поисков залежей нефти и газа в неантиклинальных ловушках»	157

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

5

SEPTEMBER — OCTOBER

1975

CONTENTS

G. N. Eltsyna, E. M. Emelianov. Relation between mineralogical, chemical and granulometric compositions of recent biogenic carbonate sediments (on the example of the Atlantic Ocean)	3
M. A. Glagoleva, I. I. Volkov, V. S. Sokolov, T. A. Yagodinskaya. Chemical elements in the Pacific Ocean sediments on the section from the Hawaiian Islands to the coast of Mexico	16
M. E. Kaplan. Factors controlling the evolution of composition of the marine Mesozoic terrigene complex in the northern downwards of Siberia	29
V. V. Vorontsov, M. V. Gorbatenkova, L. S. Dyufur, N. N. Petrova. Lithologic — facial Peculiarities of Viséan bauxite-bearing deposits of South Timan	46
B. P. Gradusov, V. N. Grigoriev, M. A. Rateev, S. D. Sokolov. Clastic serpentinitic deposits in the south-eastern part of the Sévàng-Akerinskaya zone in the Minor Caucasus	62
V. Yu. Ivensen, G. V. Ivensen. The role of volcanism in formation of Early Triassic deposits in the Lena-Vilui oil-gas-bearing province	74
A. B. Veimarn, M. V. Martynova. Some regularities of distribution of iron-manganese deposits in Famennian deposits of Central Kazakhstan and some problems, of their genesis	81
D. N. Alekseev. Stratiform plumbic-zincous mineralization of the Zabaikalie and Prebaikalie	93
G. A. Kaleda, N. S. Shik. Tectonic regularities of distribution of bars and oil and gas presence	103
V. I. Vinogradov, V. I. Egin, L. N. Kichigin, E. A. Kuzmina, A. M. Leites, S. B. Smelov, A. R. Entin. Importance of the lithological control of apatite-presence in Archean deposits of the Aldanian shield (according to data on isotopic composition of sulphur)	117

Short communications

N. N. Verzilin, N. S. Oknova. Cretaceous eolian sandstones in Fergana	128
O. I. Bent, E. I. Mikheev. On traces of lateritic weathering in the Upper Devonian of Central Kazakhstan	135
A. I. Voznesensky, T. G. Eliseeva, L. E. Shterenberg. Zeolites in Oligocene deposits in the north of Ustyurt and north-west of Priaralie	140
A. S. Mikhailov. Mordenitic rocks of the southern flange of the Kurinskaya depression	145
S. I. Ovchinnikov. On influence of gas on the processes of postsedimentary transformation of reservoir-rocks	151

Chronicle

N. D. Zufugarly. The first geochemical conference in Azerbaijan	156
V. A. Grossgeim, G. A. Kaleda. Seminar «State and prospects for searching gas and oil deposits in non-anticlinal trans»	157

УДК 551.352.2(261/264)

СВЯЗЬ МЕЖДУ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИМ, ХИМИЧЕСКИМ И ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИМ СОСТАВОМ СОВРЕМЕННЫХ БИОГЕННЫХ КАРБОНАТНЫХ ОСАДКОВ

(на примере Атлантического океана)

Г. Н. ЕЛЬЦИНА, Е. М. ЕМЕЛЬЯНОВ

Работа выполнена на основе исследования верхнего слоя современных карбонатных осадков Атлантического океана. Биогенный карбонат современных осадков представлен метастабильными и стабильными минералами. В условиях океана метастабильные фазы могут существовать неопределенно долго, но сама структура полиморфизма предопределяет неизбежность превращения метастабильных фаз в устойчивые. Этот переход осуществляется в твердой фазе. Ввиду отсутствия критической точки между двумя фазами процесс перехода недоступен изучению микроскопическими методами. Он оценивается косвенно посредством изучения характера и масштабов изменений минералогического и химического составов. По мере старения осадка его минеральный состав изменяется в сторону увеличения содержания устойчивых минералов. Тонкие осадки и фракции подвержены более интенсивному воздействию процессов раннего диагенеза, нежели грубые, что отражается в их минеральном составе. Закономерности распределения карбонатных минералов по фракциям согласуются с направлением полиморфных превращений в карбонате кальция. Такие превращения могут происходить в зернах определенной размерности. Конкретный размер зерен определяется условиями окружающей среды. Это положение объясняет присутствие метастабильных биогенных карбонатов на разных глубинах океана и позволяет предположить наличие диагенетических кальцитов в осадках, залегающих ниже предполагаемых для каждого конкретного случая глубин перехода.

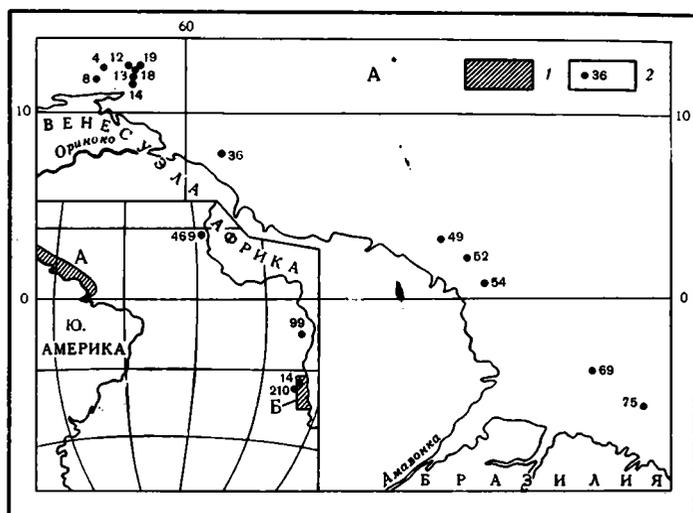
Диагенетические процессы, ведущие к химическому и минералогическому изменению карбонатов, изучены слабо и являются предметом постоянной полемики. Настоящая работа представляет собой одну из попыток изложить некоторые результаты наблюдений и обосновать связь между минеральным, химическим и гранулометрическим составом карбонатных пород.

Работа основывается на результатах микроскопического изучения генетического состава карбонатных осадков (62 пробы), фазового карбонатного анализа (110 проб) и дифрактометрических исследований минерального состава (около 800 валовых и фракционных проб). Методика последних изложена в работах З. Н. Горбуновой (1969) и Г. Н. Ельциной (1973). Исследователи охватили почти все области Атлантического океана, включая Средиземное море (Емельянов, 1973; Емельянов и др., 1974). Все анализы выполнены в Лаборатории геологии Атлантики Атлантического отделения ИОАН (Калининград).

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РАЗЛИЧНЫХ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИХ ТИПОВ КАРБОНАТНЫХ ОСАДКОВ И ФРАКЦИЙ

Минералогия биогенных карбонатов прежде всего обуславливается их генетической приуроченностью к определенным видам организмов (Виноградов, 1935—1944; Cloud, 1962; Chave, 1962; Lowenstam,

1954, 1961, 1963; Емельянов и др., 1974), состав скелетов которых неразрывно связан с условиями окружающей среды. В последние годы появился материал, позволяющий говорить об изменении минерального состава карбонатных осадков в зависимости от их гранулометрии (Burns, Breding, 1956; Krinsley, 1960; Chave, 1962). Проще всего проследить эту зависимость на примере осадков, формирующихся в одинаковых физико-химических условиях. Для этой цели мы выбрали кораллово-водорослевый комплекс отложений Гвианского шельфа — глубины 50—345 м и фораминиферо-раковинные осадки побережья Юго-Западной Африки — глубины 53—210 м (фиг. 1), где последова-



Фиг. 1. Район исследований

1 — участки работ, район: А — Гвианского шельфа, Б — Юго-Западной Африки; 2 — станции и их номера, упомянутые в табл. 1, 2

тельно выделяются все гранулометрические типы осадков от крупных песков до пелитовых илов. Первый из этих районов характеризуется постоянно высокими температурами придонных вод шельфа (Ляхин, 1971), второй — резким воздыманием в зону шельфа холодных глубинных вод (Емельянов, Ляхин, 1973).

В районе Гвианского шельфа распространены различные гранулометрические типы донных осадков, биогенная известковая часть которых характеризуется определенной однородностью (табл. 1).

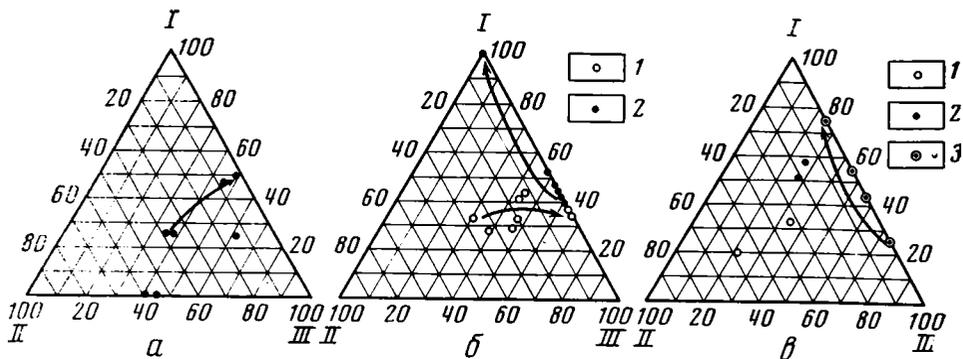
Для донных илов этого района наиболее типично присутствие кораллово-водорослевых остатков (30—77%), планктонных (8—27%) и бентических (6—30%) фораминифер, остатков моллюсков (4—41%), мшанок (1—15%), в ряде случаев остатков иглокожих (до 3%). Крупные и мелкие пески характеризуются примерно одинаковыми содержаниями остатков крупной фауны (кораллов, моллюсков, мшанок) и мелкой фауны (фораминифер). Алевро-пелитовые илы со станции 36 содержат 44% остатков моллюсков и 30,1% кораллово-водорослевых остатков, а фораминиферный материал в них, как и в песках этого района, содержится в подчиненных количествах (27%).

Несортированные крупнозернистые пески (глубины 75—115 м) характеризуются присутствием трех минеральных разновидностей карбоната кальция: арагонита (0—59%), низкомагнезиального (0—50%) и

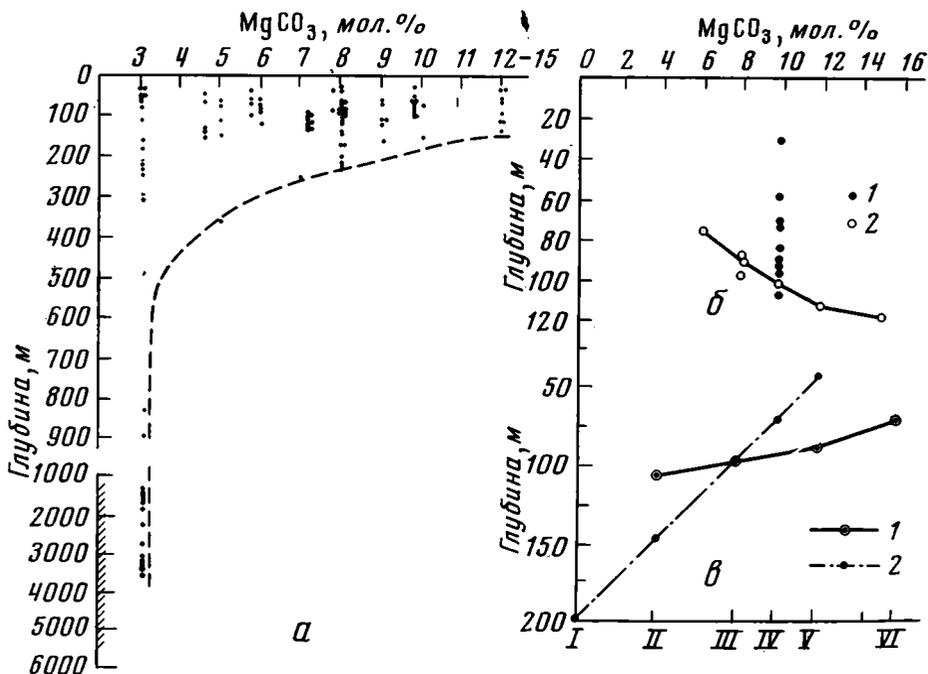
Таблица 1

Генетический состав песков и илов Гвианского шельфа (II рейс РТМ «Белогорск» 1966 г.)

Станция	Глубина, м	Осадок	Содержание СаСО ₃ (по СО ₂) в валовых пробах осадков, %	Содержание фракций в осадке, % от сухого веса		Содержание карбонатных частиц во фракции 0,25—0,1 м, %	Генетический состав карбонатов во фракции 0,25—0,1 мм (% от суммы карбонатных частиц) по данным микроскопических исследований						
				0,25—0,1 м	<0,01 мм		фораминиферы	фораминиферы донные	моллюски	мшанки	коралловодорослевые обломки	иглокожие	прочие
8	90	Пески крупные кораллово-водорослевые	54,67	16,5	30,8	79,1	8,0	10,0	29,0	2,0	51,0	0,0	0,0
4	90	»	83,55	6,6	1,2	96,4	8,0	10,0	4,0	1,0	77,0	0,0	0,0
69	100	»	96,20	12,2	0,0	94,0	1,0	23,0	9,0	0,0	67,0	0,0	0,0
52	112	»	73,18	14,2	2,5	33,6	3,0	14,0	13,0	16,0	54,0	0,0	0,0
1	50	Пески мелкие кораллово-водорослевые	66,01	40,1	14,1	70,8	4,0	9,0	21,0	2,0	63,0	1,0	0,0
49	83	»	40,25	56,5	0,0	19,9	4,0	16,0	6,0	15,0	59,0	0,0	0,0
54	95	Пески мелкие терригенные с остатками кораллов, водорослей, моллюсков и фораминифер	25,44	61,6	0,0	22,5	6,0	14,0	19,0	11,0	50,0	0,0	0,0
75	75	Пески крупные фораминиферово-кораллово-водорослевые	93,65	30,3	3,9	90,8	2,0	30,0	11,0	6,0	47,0	0,0	4,0
18	165	Пески мелкие фораминиферово-кораллово-водорослевые	37,68	14,8	42,7	45,9	24,0	3,0	21,0	2,0	47,0	3,0	0,0
13	200	»	57,67	12,5	21,2	79,5	21,0	16,0	8,0	2,0	49,0	3,0	1,0
12	213	»	61,17	20,3	27,7	81,7	27,0	6,0	25,0	1,0	39,0	2,0	0,0
19	345	Пески мелкие терригенные с остатками фораминифер и моллюсков	26,22	46,2	25,0	27,9	48,0	21,0	20,0	1,0	7,0	3,0	0,0
2	70	Ил алеврито-пелитовый фораминиферовый кораллово-водорослевый	34,20	2,0	59,5	85,3	26,0	23,0	16,0	1,0	34,0	0,0	0,0
36	84	Ил алеврито-пелитовый терригенный с кораллово-водорослевыми остатками моллюсков и фораминиферами	21,74	28,1	50,4	71,4	19,0	8,0	41,0	2,0	30,1	0,0	0,0



Фиг. 2. Минералогический состав карбонатов различных гранулометрических типов кораллово-водорослевых осадков района Гвианского шельфа
а — крупные пески, *б* — средние (1) и мелкие (2) пески; *в* — крупные алевриты (1), мелкоалевритовые илы (2), пелитовые илы (3). I — низкомагнезиальный кальцит; II — арагонит; III — магнезиальный кальцит. Стрелками показано направление увеличения глубины



Фиг. 3. Зависимость содержания $MgCO_3$ в решетке кальцита биогенных карбонатов верхнего слоя донных осадков Атлантики от глубины их залегания
а — Атлантический океан: точки — изученные пробы, штриховка — интервал массового скопления глубоководных проб (161); линией околонуено поле, в пределах которого подавляющее большинство изученных проб осадков; за пределами контура — пробы станций района Исландии, Гренландии и побережья Бразилии. *б* — Гвианский шельф, пески: 1 — средние и мелкие, 2 — крупные. *в* — нижняя граница распространения арагонита в различных гранулометрических типах биогенных известковых осадков Атлантического океана: 1 — район Гвианского шельфа (преобладают кораллово-водорослевые осадки), 2 — район шельфа Юго-Западной Африки (преобладают раковинно-фораминиферовые осадки), пески: I — с ракушками, II — крупные, III — средние, IV — мелкие, V — алевриты, крупноалевритовые илы, VI — илы пелитовые

магнезиального (37—61%) кальцита¹. В песках четко прослеживается увеличение содержания магнезиального кальцита, а также примеси $MgCO_3$ в его решетке (6—15 мол. %) с увеличением глубины (фиг. 2, а, 3, б). Осадки с высокомагнезиальным кальцитом (12—15 мол. % $MgCO_3$) не содержат (или почти не содержат) арагонита и обнаружены на глубинах 112—115 м. Эти пески хорошо сортированы. Примесь гравийного материала (крупные обломки кораллов и раковин) в них невелика.

Среднезернистые пески (глубины 30—100 м) содержат 31—65% магнезиального кальцита при примерно таких же количествах (31—49%) низкомагнезиального кальцита. На глубинах до 83 м в них присутствует арагонит, причем прослеживается тенденция уменьшения его содержания с глубиной (фиг. 2, б). В пробах, взятых соответственно с глубин 95 и 100 м, арагонит отсутствует и резко возрастает содержание магнезиального кальцита (64—65%). В хорошо сортированных среднезернистых песках содержание $MgCO_3$ в решетке магнезиального кальцита постоянно и составляет 9,8 мол. % (фиг. 3, б), в плохо сортированных разностях 4,6—8,0 мол. %.

Магнезиального кальцита в мелкозернистых песках внешней части Гвианского шельфа на глубинах 87—230 м — 54—60%. Содержание магния в них постоянно — 8,0 мол. % $MgCO_3$. Ассоциирует магнезиальный кальцит с кальцитом низкомагнезиальным. Арагонит не встречается ни в одной пробе указанного интервала глубин. Карбонатная часть осадка с глубины 345 м представлена одним низкомагнезиальным кальцитом (фиг. 2, б).

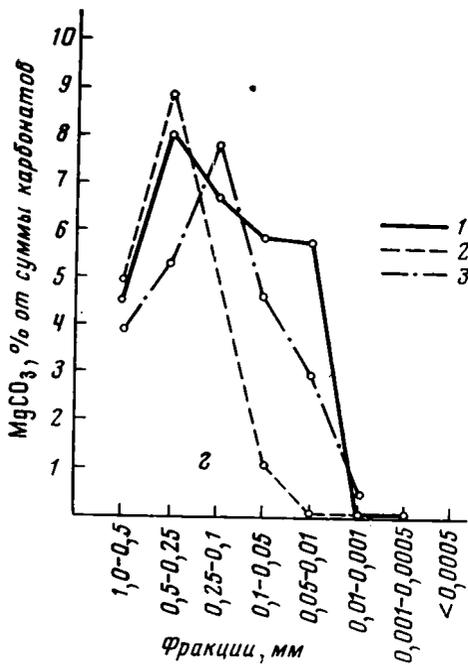
Крупные алевриты и мелкоалевритовые илы содержат те же карбонатные минералы, что и крупные и средние пески, но количество магнезиального кальцита в них не превышает 33%. Содержание $MgCO_3$ в магнезиальном кальците крупных алевритов составляет 8,0 мол.%, мелкоалевритовых илов — 4,6—6,0 мол. % $MgCO_3$ (фиг. 4). Арагонита в этих осадках 15—59% (фиг. 2, в).

Пелитовые илы (глубины 60—112 м) представлены магнезиальным и низкомагнезиальным кальцитом, причем содержание первого уменьшается в них по мере увеличения глубины (фиг. 2, в).

Из приведенного выше следует, что минералогия биогенного карбоната кальция при прочих равных условиях контролируется гранулометрией, сортированностью и глубиной залегания осадка, причем эти факторы тесно взаимосвязаны. Так, нижняя граница распространения арагонита в тонких осадках Гвианского шельфа достигает только 60 м, для крупных же песков она опускается глубже 100 м (фиг. 3, в). Аналогичная зависимость в распространении арагонита отмечена и для осадков шельфа Юго-Западной Африки, где в крупных песках он сохраняется на глубинах до 200 м, а в тонких осадках — только до 50 м (фиг. 3, в).

Исследования генетического состава фракций крупных и мелких песков (станции 1, 75, 69; табл. 1, фиг. 5) показали, что кораллово-водорослевые остатки (остатки крупной фауны) являются ведущими во всех фракциях изученных проб, а обломки подчиненных генетических типов карбонатной фауны распределены по фракциям примерно поровну. Некоторая несоизмеримость содержания остатков крупной фауны наблюдается во фракции >1 мм мелкозернистых песков станции 1 и объясняется инородностью этого материала в общей массе осадка: эти обломки много светлее, практически неокатаны и несом-

¹ В соответствии с содержанием магния в кристаллической решетке авторы подразделяют кальциты на «низкомагнезиальные» (до 3 мол. % $MgCO_3$) и «магнезиальные» (>3 мол. % $MgCO_3$). Иногда магнезиальный кальцит делят на собственно магнезиальный (3—8 мол. % $MgCO_3$) и высокомагнезиальный (>8 мол. % $MgCO_3$). Эти случаи оговорены в тексте.

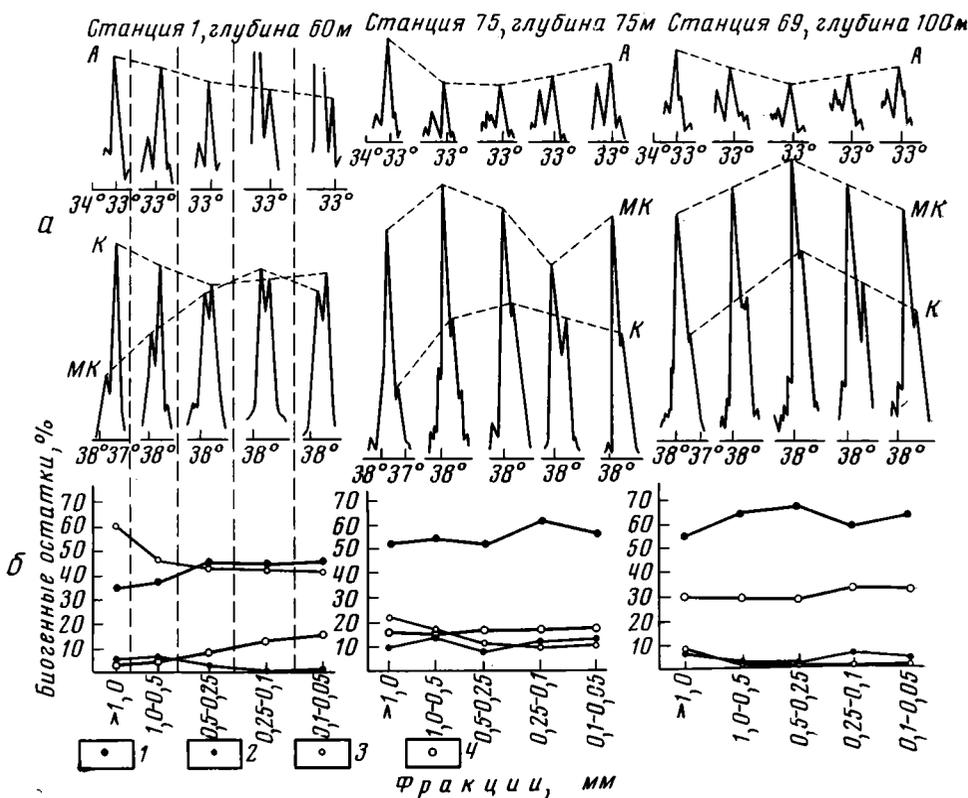


Фиг. 4

Фиг. 4. Распределение $MgCO_3$ в различных гранулометрических фракциях, по данным фазового карбонатного анализа 1 — станция 1 (табл. 1); 2 — станция 99, III рейс НИС «Академик Курчатов», 3 — станция 469, АтлантНИРО

Фиг. 5. Основные рефлексы на дифрактограммах карбонатных минералов по фракциям в осадках Гвианского шельфа (а) и генетический состав этих же фракций, % от суммы биогенных карбонатных остатков (б)

Основные рефлексы: А — арагонит, К — кальцит, МК — магнезиальный кальцит, пунктиром соединены содержания обозначенных выше минералов в разных фракциях. Генетический состав фракций: 1 — кораллово-водорослевые остатки, 2 — остатки мшанок, 3 — моллюсковый материал (гастроподы и пелелиподы), 4 — фораминиферы и их обломки. Дополнительные сведения об изученных пробах см. в табл. 1, 2



Фиг. 5

ненно привнесены в песок значительно позднее его формирования как осадка.

Минеральный анализ фракций подтвердил зависимость минералогии карбонатов от размерности зерен.

Арагонит. В фораминиферо-раковинных осадках шельфа Юго-Западной Африки (глубина 53—210 м) фракции >3 и $3-1$ мм нацело представлены арагонитом. С уменьшением размера зерен содержание арагонита резко падает, и во фракции $0,25-0,1$ мм он практически отсутствует (табл. 2). Та же закономерность в распределении арагонита по фракциям характерна и для осадков Гвианского шельфа, но небольшие количества этого минерала присутствуют во фракциях более тонких, чем $0,25-0,1$ мм. При этом во фракции $0,05-0,1$ мм арагонита всегда меньше, чем во фракции $\geq 1,0$ мм. Очевидно, что арагонит является основным карбонатным минералом крупных фракций, а во фракции $<0,25$ мм он отсутствует (условия шельфа Юго-Западной Африки) либо его немного (условия района Гвианского шельфа, фиг. 5).

Магнезиальный кальцит. В фораминиферо-раковинных осадках шельфа Юго-Западной Африки содержание магнезиального кальцита возрастает во фракциях $0,25-0,1$ и $0,5-0,25$ мм. В более тонких фракциях процент магнезиального кальцита падает (табл. 2). Аналогично в осадках Гвианского шельфа прослеживается увеличение содержания магнезиального кальцита с уменьшением размера зерен до $0,5-0,1$ мм и последующее уменьшение его содержания в более тонких фракциях (фиг. 5, станции 1, 69).

Низкомагнезиальный кальцит. При анализе валовых проб осадков, как правило, прослеживается увеличение содержания низкомагнезиального кальцита от песков к илам. Эта зависимость ясно выражается при изучении минерального состава фракций, особенно для фораминиферо-раковинных осадков шельфа Юго-Западной Африки, не содержащих магнезиальный кальцит (табл. 2). В случае присутствия в осадках магнезиального кальцита названная зависимость усложняется, а нередко и просто нарушается. При этом возможны следующие варианты: содержание низкомагнезиального кальцита в общих чертах согласуется с содержанием магнезиального кальцита (фиг. 5, станции 69, 75); содержание низкомагнезиального кальцита не согласуется с содержанием магнезиального кальцита (фиг. 5, станция 1).

Второй вариант характеризует осадки малых глубин (порядка 50 м для Гвианского шельфа и 70 м для шельфа Юго-Западной Африки).

Из приведенного материала следует:

В крупных фракциях (обычно $>1,0$ мм) основным карбонатным минералом является арагонит.

Во фракциях $1-0,25$ мм или $1-0,1$ мм и меньше в большинстве изученных проб происходит уменьшение содержания арагонита и увеличение содержания магнезиального кальцита. Однако имеются случаи, когда с измельчением фракции происходит и некоторое увеличение содержания арагонита. Такой вариант отмечен нами на станциях 75 и 69. Причины этого явления требуют специального изучения.

Все изложенное подтверждает высказывание К. Е. Чейва (Chave, 1962) о том, что минералогический состав карбонатов меняется не только в зависимости от генетического состава, но и с изменением размера зерен.

ПОЛИМОРФНЫЕ ПРЕВРАЩЕНИЯ КАРБОНАТА КАЛЬЦИЯ

Арагонит является метастабильной полиморфной модификацией карбоната кальция. Само метастабильное состояние характерно для медленных переходов. Поэтому при постоянных температурах, давлениях и некоторых других факторах арагонит может существовать не-

Таблица 2

Химический и минеральный составы фракций верхнего слоя карбонатных осадков Атлантики по данным рентгеноструктурного и фазового химического анализов

Фракция, мм	Валовое содержание CaCO ₃ (по CO ₂)	Фазовый химический состав, % от суммы карбонатов		Минеральный состав, % от суммы карбонатов			MgCO ₃ в решетке кальцита, мол. %
		CaCO ₃	MgCO ₃	низко-магнезиальный кальцит	магнезиальный кальцит	арагонит	
Район Гвианского шельфа							
Станция 1-Б глубина 50 м (табл. 1)							
>1,0	—	—	—	40	0	60	—
1,0—0,5	90,66	94,6	4,5	20	26	54	7,6
0,5—0,25	90,58	90,5	8,0	20	36	44	8,4
0,25—0,1	66,67	93,3	6,7	25	55	20	8,4
0,1—0,05	59,67	94,2	5,8	33,3	50	16,7	8,4
0,05—0,01	72,04	93,6	5,8	50,8	49,2	Следы	6,9
0,01—0,005	8,18	100,0	0,0	—	—	—	—
Станция 75-Б глубина 75 м (табл. 1)							
>1,0	—	—	—	10,6	48,9	40,4	7,7
1,0—0,5	—	—	—	18,5	65,2	16,3	7,6
0,5—0,25	—	—	—	24,2	64,8	11,0	7,6
0,25—0,1	—	—	—	19,4	69,9	10,8	7,6
0,1—0,05	—	—	—	15,7	64,7	19,6	7,6
0,05—0,01	—	—	—	19,1	35,9	44,9	9,2
Станция 4-Б глубина 90 м (табл. 1)							
>1,0	—	—	—	33,3	33,3	33,3	9,2
1,0—0,5	—	—	—	Следы	68,8	31,2	7,7
0,5—0,25	—	—	—	12,5	56,2	31,2	7,7
0,25—0,1	—	—	—	37,5	56,2	до 6,2	7,8
0,1—0,05	—	—	—	42,5	57,5	Следы	6,4
0,05—0,01	—	—	—	43,5	56,5	0,0	8,8
Район Северо-Западной Африки							
Станция 469-А глубина 53 м (пески фораминиферо-раковинные, 32,93% CaCO₃)							
1,0—0,5	75,0	95,6	3,9	11,8	22,4	65,8	8,0
0,5—0,25	36,4	92,1	5,3	42,4	57,6	Следы	8,0
0,25—0,1	17,5	92,2	7,8	29,4	70,6	0,0	8,0
0,1—0,05	28,8	92,5	4,6	53,6	46,4	0,0	8,0
0,05—0,01	33,2	97,1	2,9	75,8	24,2	0,0	8,0
0,001—0,005	—	99,5	0,5	56,8	24,3	18,9	8,0
Район Юго-Западной Африки							
Станция 99-К глубина 70 м (пески фораминиферо-раковинные, 25,78% CaCO₃)							
1,0—0,5	38,66	95,1	4,5	—	—	—	—
0,5—0,25	31,56	91,2	8,0	—	—	—	—
0,25—0,1	25,76	—	—	—	—	—	—
0,1—0,05	19,64	98,9	1,1	—	—	—	—
0,05—0,01	22,37	100,0	0,0	—	—	—	—
Станция 144-К глубина 148 м (пески фораминиферо-раковинные, 70,34% CaCO₃)							
1,0—0,5	—	—	—	29,0	0,0	71,0	—
0,5—0,25	—	—	—	83,0	0,0	17,0	—
0,25—0,1	—	—	—	90,0	0,0	10,0	—
0,05—0,01	—	—	—	100,0	0,0	0,0	—
Станция 210-К, глубина 210 м (пески фораминиферо-раковинные, 68,48% CaCO₃)							
1,0—0,5	—	—	—	6,0	0,0	94,0	—
0,5—0,25	—	—	—	67,0	0,0	33,0	—
0,25—0,1	—	—	—	100,0	0,0	0,0	—
0,01—0,05	—	—	—	100,0	0,0	0,0	—

Б — РТМ «Белогорск», А — судна АтланНИРО, К — НИС «Академик Курчатов».

определенно долго. С устойчивой фазой, какой является для него кальцит, арагонит связан монотропным переходом, исключая возможность обратного преобразования. В зависимости от условий, в том числе присутствия примесей, в процессе перехода могут образовываться промежуточные метастабильные формы, одной из которых является магнезиальный кальцит. В соответствии с первичным минеральным составом и гидрохимическими условиями в современных карбонатных осадках представляется возможным предположить следующие варианты минеральных преобразований: арагонит — низкомагнезиальный кальцит, магнезиальный кальцит — низкомагнезиальный кальцит, арагонит — магнезиальный кальцит — низкомагнезиальный кальцит.

Очевидно, что в результате всех этих вариантов должен образоваться вторичный карбонат кальция, причем в третьем, наиболее полном, цикле промежуточной метастабильной фазой между арагонитом и кальцитом должен быть магнезиальный кальцит.

С уменьшением содержания арагонита в осадках увеличивается количество магнезиального (или низкомагнезиального) кальцита. В условиях Гвианского шельфа и шельфа Юго-Западной Африки арагонит исчезает на глубинах около 100—200 м во всех гранулометрических типах осадков (от песков до пелитовых илов). Даже если учесть, что произведение растворимости арагонита в 1,84 раза выше, чем у кальцита (Cloud, 1962), одним растворением трудно объяснить исчезновение различных по размерности зерен арагонита на таких малых глубинах в условиях семикратного (по отношению к произведению растворимости кальцита) перенасыщения вод карбонатом кальция, которое отмечалось для вод Гвианской котловины. Думается, что одновременно с растворением арагонита происходит и его преобразование в магнезиальный (низкомагнезиальный) кальцит в твердой фазе. Отсутствие критической точки между двумя твердыми фазами (Вирма, Кришна, 1969) исключает возможность постепенного характера этого перехода, а следовательно, возможность изучения этого явления петрографическими методами. Это подтверждают и данные О. Х. Пилки и Х. Г. Гудела (Pilkey, Goodell, 1964) для ископаемых раковин, которые свидетельствуют о том, что все постседиментационные изменения в арагонитовых и кальцитовых образцах происходят без очевидной перекристаллизации внутри кристаллических решеток и направлены на их упрочнение.

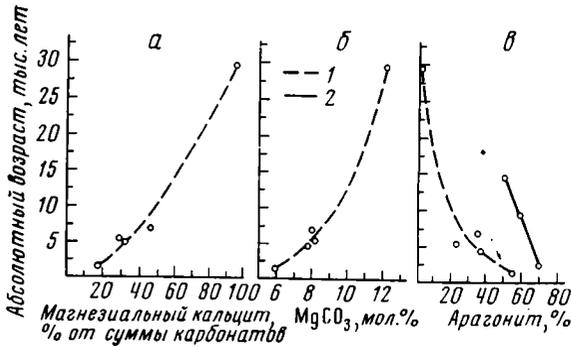
О переходе арагонита в кальцит свидетельствуют многочисленные примеры уменьшения содержания арагонита в скелетах во времени. Так, Х. А. Ловенстам показал, что содержание арагонита в трубках *Serpulidae* в течение года изменяется от 53—96 до 45—78% (Lowenstam, 1954). По сведениям К. К. Турекяна и Р. Л. Армстронга, сходные раковины ископаемых моллюсков содержат 1—10% кальцита (вторичного) в противоположность близким им современным типам, нацело сложенным арагонитом (Turekian, Armstrong, 1960).

Уменьшение содержаний арагонита и увеличение содержаний магнезиального кальцита во времени подтверждается и результатами² определения абсолютного возраста известкового раковинного материала по C^{14} . Так, в верхнем слое (0—5 см) осадков шельфа (глубины 70—112 м), подверженных непосредственному воздействию придонных вод, при изменении возраста с 1,6 до 7,1 тыс. лет содержание магнезиального кальцита возрастает с 18 до 46% при уменьшении количества арагонита с 54 до 24%. В пробе, возраст которой оценен в 30,0 тыс. лет, определено 94% магнезиального кальцита при полном отсут-

² Анализ выполнен в Лаборатории физико-геологических исследований Института океанологии АН СССР Е. В. Федоровым, И. В. Граковой и О. Б. Паруниным под руководством А. П. Лисицына.

ствии арагонита. Количество $MgCO_3$ в решетке кальцита также увеличивается пропорционально степени старения осадка (фиг. 6).

После того как осадок, обогащенный $MgCO_3$, захоронится, наступает новая фаза диагенетических преобразований. Это фаза перехода метастабильного магниезиального кальцита в самый стойкий карбонатный минерал современных осадков — кальцит. Это хорошо подтверждается исследованиями, проведенными в колонках осадков Средиземного моря (Milliman, Müller, 1973). Д. Миллиман и Дж. Мюллер так-



Фиг. 6. Изменение содержания магниезиального кальцита (а), примеси $MgCO_3$ в его решетке (б) и арагонита в разновозрастных осадках района Гвианского шельфа (1) и Юго-Западной Африки (2) (в)

же считают, что это явление — следствие диагенетических преобразований магниезиального кальцита в кальцит посредством инверсии, подтверждая свое заключение постоянным содержанием валового $CaCO_3$ в большинстве колонок и заметным увеличением концентраций ионов магния в поровых растворах при очень незначительном увеличении в этих растворах ионов кальция.

Влияние среды на характер полиморфных превращений в ряду арагонит — кальцит наиболее четко проявляется при анализе содержаний изоморфной примеси магния в решетках этих минералов. О зависимости количества $MgCO_3$ в скелетах беспозвоночных от содержания магния в окружающей среде еще в 30-е годы говорил А. П. Виноградов (1935—1944). Он выяснил, что некоторые беспозвоночные при адаптации в пресноводных условиях из своей «морской крови» в первую очередь теряют магний. На основании этих наблюдений А. П. Виноградов пришел к выводу, что беспозвоночные с большими содержаниями $MgCO_3$ в кальцитовых скелетах (*Echinodermata*, *Alcyonaria*, *Calcarea*, *Coralinaceae*) являются типично морскими организмами. Позднее Х. А. Ловенстам обстоятельно подтвердил, что температура и химизм среды обитания организмов влияют на относительные количества арагонита и кальцита в скелетных частях, что определяет содержание в них стронция, магния и величины O^{18}/O^{16} . Примеси, и в первую очередь содержание иона магния в морской воде, оказывают значительное влияние на осуществление метастабильных переходов (Pilkey, Goodell, 1964). Считается, что переход осуществляется при пониженных (против обычных) концентрациях магния в морской воде (Taft, 1962).

СВЯЗЬ МЕЖДУ МИНЕРАЛЬНЫМ, ХИМИЧЕСКИМ И ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИМ СОСТАВАМИ КАРБОНАТНЫХ ОСАДКОВ

Выше было показано, что начальный минералогический состав биогенных карбонатов и содержание магния в скелетных остатках корректируется во времени в соответствии с условиями окружающей среды. При этом немаловажную роль играют размеры карбонатных частиц и степень сортированности осадка.

Плохо сортированные крупные пески обычно представлены арагонитом, магниезиальным и низкомагниезиальным кальцитом. Зачастую в

них присутствуют несколько разновидностей магнезиальных кальцитов, что, несомненно, отражает генетический состав слагающего осадок карбонатного материала. С повышением степени сортированности биогенного материала, осуществляющимся в процессе осадкообразования, минеральный состав изменяется в сторону преобладания стабильных карбонатов, а содержание магния в различных генетических типах частиц выравнивается.

Содержания магнезиального кальцита наиболее высокие во фракциях 0,5—0,25 и 0,25—0,1 мм. Эти фракции, так же как мелкие и средние сортированные пески, характеризуются высоким и относительно стабильным содержанием магния (около 10 мол.% $MgCO_3$). По данным фазового карбонатного анализа, максимальные содержания $MgCO_3$ обнаружены в тех же фракциях и составляют 8—9% (фиг. 4, табл. 2).

Соответствия в изменении химического, минерального и гранулометрического составов карбонатных осадков зависят от условий окружающей среды. Последние наиболее четко проявляются через глубину формирования осадка, по сути дела отражающую температурный контроль минералогии карбоната кальция. Д. В. Чилингар указывал, что даже небольшие различия температуры (0,5°C) сказываются на величине Ca/Mg в организмах и искусственно осажденных карбонатах (Chilingar, 1962). Если учесть, что с отсутствием арагонита в осадках начинает резко преобладать магнезиальный кальцит, можно предположить, что нижняя граница распространения арагонита в различных по размерности осадках является глубиной осуществления его перехода в кальцит для данной размерности зерен (фиг. 3, в). Выше этой глубины в осадках доминируют первичные карбонаты кальция, непосредственно отражающие генетический тип осадка. Ниже к первичным кальцитам добавляются вторичные, возникшие в результате диагенетических преобразований арагонита.

Содержание изоморфной примеси магния в решетке вновь образовавшихся кальцитов определяется условиями окружающей среды и, в первую очередь, концентрацией иона магния в воде океана. В условиях Атлантического океана магнезиальные кальциты с содержанием $MgCO_3 > 3,0$ мол. % распространены до глубин 200—300 м. Глубже они встречаются редко и, как правило, приурочены к плохо сортированным пескам и крупным алевритам. Они наиболее характерны для районов Исландии, Гренландии, а также побережья Бразилии (фиг. 3, а). Кальциты с содержанием $MgCO_3$ около 3,0 мол.% и меньше встречаются на глубинах до 3600 м. С глубин порядка 1000 м в осадках начинают преобладать сугубо низкомагнезиальные разновидности, причем в интервале глубин 1000—3600 м обычно одновременно присутствуют низкомагнезиальные кальциты и кальциты с содержанием $MgCO_3$ близким 3,0 мол. %.

По-видимому, на глубинах, близких к 1000 м, помимо изменения генетического состава карбонатов осуществляется начало преобразования магнезиальных кальцитов в низкомагнезиальные. Глубже содержание магния в кальцитах резко падает, однако грубые осадки могут содержать магнезиальный кальцит и на больших глубинах, равно как тонкие терять его и на значительно меньших.

Д. Миллиман, Дж. Мюллер (Milliman, Müller, 1973) считают, что значительная часть низкомагнезиального кальцита в современных осадках Средиземного моря произошла от магнезиального кальцита, образовавшегося в толще морской воды в виде кристалликов размером до 6 мк. Авторы присоединяются к мнению В. М. Гольдшмидта, что в существующих гидродинамических условиях такой процесс изучать трудно, так как превращение осуществляется в твердой фазе.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Биогенный карбонат кальция в современных осадках представлен метастабильными и устойчивыми минералами. Метастабильные фазы, каковыми являются в современных осадках арагонит и магнезиальный кальцит, в условиях океана могут существовать неопределенно долго. Однако сама структурная основа полиморфизма предопределяет неизбежность перехода метастабильных фаз в устойчивые.

Такой переход монотропен и осуществляется в твердой фазе. Отсутствии критической точки между двумя твердыми фазами не позволяет обнаружить какие-либо видимые следы перекристаллизации биогенных карбонатов и делает этот процесс недоступным изучению микроскопическими методами.

Подтвердить наличие полиморфных превращений в карбонатах возможно посредством изучения изменений их минерального и химического составов во времени. Даже незначительный объем исследований абсолютного возраста карбонатного материала подтверждает, что по мере старения осадка содержание в нем арагонита падает, а кальцита возрастает, т. е. минералогия карбоната кальция меняется в направлении упрочнения его структуры.

Минералогический анализ различных гранулометрических типов осадков и их фракций показал, что арагонит является ведущим минералом крупных ($>1,0$ мм) фракций, магнезиальный кальцит преобладает во фракциях $1,0-0,1$ мм, а низкомагнезиальный кальцит наиболее характерен для фракций $<0,1-0,05$ мм. Такое распределение карбонатных минералов по фракциям согласуется с направлением полиморфных превращений в карбонате кальция и указывает на тесную связь процесса с размерностью материала.

Взаимообусловленные изменения минерального, химического и гранулометрического составов биогенных карбонатов тесно связаны с условиями окружающей среды, которые наиболее четко проявляются через глубину формирования осадка. Возможно предположить, что нижняя граница распространения арагонита в различных гранулометрических типах осадков и фракциях является глубиной, на которой осуществляется превращение арагонита в кальцит для зерен данной размерности. Выше этой глубины в осадке доминируют первичные карбонаты кальция, непосредственно отражающие генетическую приуроченность осадка. Ниже к ним добавляется кальцит, возникший в результате диагенетических преобразований арагонита.

Полиморфные превращения метастабильных карбонатных минералов протекают в течение короткого промежутка геологического времени. Конкретность параметров процесса полиморфных превращений при прочих равных условиях проявляется в определенном размере зерен, в которых осуществляются такие превращения. Данные о минеральном составе фракций позволяют говорить о том, что процесс преобразования метастабильных фаз карбонатов в стабильные начинается и протекает уже в верхнем слое донных осадков океана.

ЛИТЕРАТУРА

- Верма А., Кришна П. Полиморфизм и политипизм в кристаллах. М., «Мир», 1969.
- Виноградов А. П. Химический элементарный состав организмов моря, ч. 1—3. Тр. Биохим. лаб. АН СССР, 1935—1944, № 3, 4, 8.
- Горбунова З. Н. Рентген-дифрактометрический метод определения карбонатов и других минералов осадка.— Литол. и полезн. ископ., 1969, № 2.
- Ельцина Г. Н. Количественный анализ карбонатных минералов при рентгенографическом исследовании донных осадков.— В кн.: Труды совещания по физическим методам исследования осадочных пород. М., «Наука», 1973.
- Емельянов Е. М., Ляхин Ю. И. О факторах, оказывающих влияние на карбонатность донных осадков шельфа Юго-Западной Африки.— В сб.: Формирование биологи-

ческой продуктивности и донных осадков в связи с особенностями циркуляции вод в юго-восточной части Атлантического океана. Калининград. Калининградское книжное изд-во, 1973.

- Емельянов Е. М.* Донные осадки Средиземного моря, их минералогия и геохимия.— Литол. и полезн. ископ., 1973, № 1.
- Емельянов Е. М., Ельцина Г. Н., Кошелев Б. А.* Магний в верхнем слое осадков Атлантического океана.— Океанология, 1974, № 6.
- Ляхин Ю. И.* Кальций и магний в водах западной части тропической Атлантики.— Океанология, 1971, т. XI, вып. 4.
- Burns J. H., Breding M. A.* Transformation of calcite to aragonite by grinding.— J. Chem. Phys., 1956, No. 25.
- Chave K. E.* Factors influencing the mineralogy of carbonate sediments.— Limnol. Oceanogr., 1962, No. 7.
- Chilingar G. V.* Dependence on temperature of Ca/Mg ratio of skeletal structures of organisms and direct chemical precipitates out sea water.— Bull. S. Calif. Acad. Sci., 1962, No. 61.
- Cloud P. E.* Environment of calcium carbonate deposition west of Andros Island, Bahamas.— U. S. Geol. Surv. Profess. Papers, 1962, No. 350.
- Krinsley D.* Manganese, strontium and aragonite in the shells of certain littoral gastropods.— J. Paleontol., 1960, No. 34.
- Lowenstam H. A.* Factors affecting the aragonite/calcite ratio in carbonate secreting organisms.— J. Geol., 1954, No. 62.
- Lowenstam H. A.* Mineralogy, $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios and strontium and magnesium contents in recent and fossil brachiopods and their bearing on the oceans.— J. Geol., 1961, No. 69.
- Lowenstam H. A.* Biologic problems relating to the composition and diagenesis of sediments. In: T. W. Donnelly (ed.), The Earth Science: «Problems and Progress in Current Research» Chicago, 1963.
- Milliman D., Müller J.* Precipitation, litification of magnesian calcite in the deep-sea sediment of the Eastern Mediterranean Sea.— Sedimentology, 1973, v. 20, No. 1.
- Pilkey O. H., Goodell H. G.* Comparison of the composition of fossil and recent mollusk shells.— Bull. Geol. Soc. America, 1964, No. 75.
- Taft W. H.* Influence of magnesium on the stability of aragonite, high-Mg calcite and vaterite, and its control on the precipitation of aragonite.— Trans. Amer. Geophys. Union, 1962, No. 43.
- Turekian K. K., Armstrong R. L.* Magnesium, strontium and barium concentrations and calcite/aragonite ratios of some recent molluscan shells.— J. Marine Res., 1960, No. 18.

Атлантическое отделение
Института океанологии АН СССР
Калининград

Дата поступления
20.IV.1973

УДК 550.4 : 551.35 (265/266)

**ХИМИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ОСАДКАХ ТИХОГО ОКЕАНА
НА РАЗРЕЗЕ ОТ ГАВАЙСКИХ ОСТРОВОВ
ДО ПОБЕРЕЖЬЯ МЕКСИКИ**

М. А. ГЛАГОЛЕВА, И. И. ВОЛКОВ, В. С. СОКОЛОВ, Т. А. ЯГОДИНСКАЯ

Изучено распределение Fe, Mn, P, Ti, Cu, Ni, Co, V, Cr, W, Mo, As в поверхностном слое осадков на разрезе от Гавайских островов до побережья Мексики. Содержания всех изученных элементов растут от биогенно-терригенных осадков Мексиканского побережья к пелагическим красным глинам Северо-Восточной котловины, причем более резко у подвижных элементов — Mn, Mo, Cu, Ni, Co, As. В пригавайских осадках, обогащенных грубообломочным вулкано-терригенным и пирокластическим материалом основного состава с высоким содержанием Ti, Fe, V, Cr, W, P, содержания этих элементов резко возрастают, а содержания Mn, Mo, Ni, Co, Cu по той же причине резко падают по сравнению с красными глинами.

Аномально высокие содержания Mn, Mo, Cu, Ni, Co, As в верхнем слое гемипелагических и переходных осадков Мексиканского разреза являются результатом диагенетического перераспределения и накопления их на поверхности. Процессы диагенетического перераспределения в толще гемипелагических и переходных осадков Мексиканского разреза в связи с меньшими скоростями осадкообразования здесь и более высокими исходными концентрациями Mn протекают более интенсивно, чем в аналогичных осадках Японского разреза. Показано принципиальное сходство закономерностей распределения элементов в осадках Японского и Мексиканского разрезов.

Работы по геохимическому профилю осадков Тихого океана от берегов Японии до Американского континента были поставлены с целью помочь пониманию процессов осадкообразования и диагенеза океанских осадков и закономерностей поведения химических элементов в этих процессах.

Литология и геохимия осадков на западном участке профиля от Японии до центральных частей Северо-Западной котловины океана описаны рядом исследователей (Лисицына, Дворецкая, 1972; Лисицына и др., 1973; Волков и др., 1972, 1973, 1974_{1, 2}; Глаголева, 1972; Страхов, 1972; Страхов и др., 1973; Романкевич, 1974; и др.).

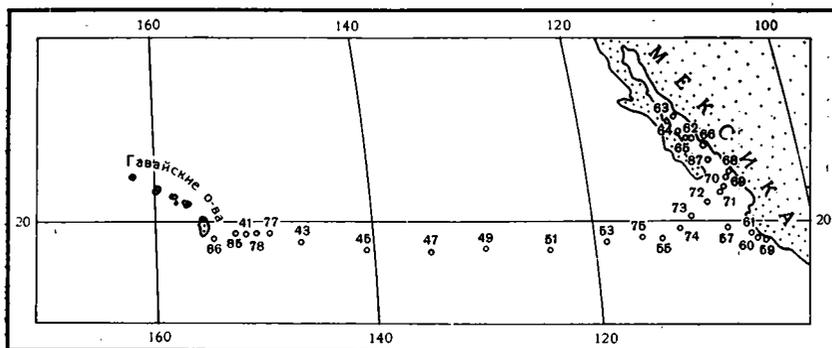
Настоящая работа посвящена исследованию Fe, Mn, P, Co, Ni, Cu, V, Cr, W, Mo, As в поверхностных осадках¹. Материал собран в 9-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев» (январь — май 1973 г.) на 30 станциях, из которых 20 находятся на основном разрезе от Гавайских о-вов до Мексики (разрез на Масатлан), 4 взяты южнее (разрез на Мансанильо, станции 657, 659, 660, 661) и 6 в Калифорнийском заливе (станции 662—667) (фиг. 1).

Определение элементов проводили известными химическими объемными и фотометрическими методами. Параллельно были проведены

¹ В работе использованы данные по $C_{орг}$, $CaCO_3$, $SiO_{2аут}$, Ti. Подробно распределение этих компонентов будет изучено в соответствующих работах. Здесь они использованы только для сравнения и пересчета данных на бескарбонатно-бескремневое вещество.

определения Cu, Ni, Co атомно-абсорбционным методом, а V, Cr, Mo — количественным спектральным. Результаты исследований приведены в табл. 1.

Восточнее Гавайских островов профиль проходит через Северо-Восточную котловину с глубинами 4000—5500 м с мелкохолмистым рельефом, а затем пересекает поднятие Альбатрос с глубинами 3700—3100 м (станции 655, 657), представляющее собой северное продолжение Вос-



Фиг. 1. Расположение станций.
Номера станций обозначены двумя последними цифрами

точно-Тихоокеанского поднятия, простирающееся до Калифорнийского залива. На подходе к Центральной Америке разрез пересекает разлом Кларион, а затем Центрально-Американский желоб с глубинами более 4000 м и узкую полосу континентального бордерленда с глубинами до 2000 м (станции 659—661). По данным многих исследователей и физико-географическому Атласу Мира, в районах Тихого океана, отвечающих на разрезе участкам станций 643, 649, 651 и особенно восточнее станции 675, много подводных вулканических конусов и гор вулканического происхождения.

Осадки, примыкающие к Гавайским островам с востока (фиг. 1, станции 686—677), представляют собой бескарбонатные (в среднем 0,17% CaCO_3) глинистые и глинисто-кремнистые илы со скоплением песчаных и алевритовых обломков вулканических пород островов и, в меньшей степени, вулканических пеплов, бедные органическим веществом (в среднем 0,17% $\text{C}_{\text{орг}}$, табл. 1). В целом это довольно грубые осадки с содержанием песков до 10%, алевритов до 30—50%, пелитов 30—50% и субколлоидной фракции менее 10% (Лисицын и др., 1970). За счет примеси вулканического стекла и пеплов, богатых легкоразлагаемыми соединениями железа, в осадках довольно много Fe^{2+} наряду с Fe^{3+} . В сочетании с высоким положительным Eh это создает пестроту и сложность окислительно-восстановительных условий в этих осадках. По мере удаления от Гаваев и уменьшения примеси вулканического материала осадки этого района становятся все более окисленными. Так, на станции 686, самой близкой к островам и с наиболее восстановленными осадками, даже на поверхности Fe^{2+} более 40% от растворимого железа, а на станции 685 его только 4% от растворимого. На станции 641 осадки уже окислены до глубины 340 см, но Mn^{4+} в поверхностном слое только 33% от валового марганца. Осадки станций 678, 677, еще более удаленных от островов, окислены по всей толще, а Mn^{4+} в поверхностном слое уже 45% от валового на станции 678 и 100% на станции 677. Осадки этих двух станций еще несут следы влияния гавайского вулканизма и поэтому вместе с осадками станций 641, 685, 686 выделяются в литолого-фациальный тип пригавайских осадков (Лисицына и др., 1975).

Таблица 1

Содержание элементов в поверхностном слое осадков в пересчете на бсскремнево-бескарбонатное вещество и характеристика окислительно-восстановительной среды поверхностного слоя

№ станции	Тип осадка	%										10 ⁻⁴ %									
		Eh, мв	CaCO ₃	Сорг	SiO ₂ аут	Feвал	Feраств. % от Feвал	Fe ²⁺ , % от Feраств	Mnвал	Mn ²⁺ , % от Mnвал	Ti	P	V	Cr	W	Mo	As	Cu	Ni	Co	
686	Пригавайского района	+520	0,18	0,13	3,25	8,96	40,1	42,1	0,144	Не обн.	1,94	0,143	176	Не опр.	74	1,2	0,6	92	122	27	
685		+570	0,16	0,22	5,34	8,84	27,3	4,4	0,190	»	1,66	0,146	148	217	29	0,4	4,4	178	109	32	
644		+530	Не обн.	0,19	5,18	7,63	21,6	Не обн.	0,25	33,3	1,27	0,099	130	110	34	1,8	4,5	131	107	31	
678		+560	0,34	0,19	5,09	8,03	18,6	»	0,33	45,1	1,38	0,107	199	137	75	1,6	13,6	252	113	43	
677		+550	0,18	0,14	5,60	6,30	18,5	»	0,39	100,0	0,88	0,109	137	110	52	1,6	3,4	274	102	52	
	Среднее		0,17	0,17	4,90	7,95	25,2	»	0,26	1,47	0,121	158	144	53	1,3	5,3	185	111	37		
643	Красные глины с цеолитами, тип IVB	+580	Не обн.	0,07	1,07	6,41	15,2	»	0,60	80,0	0,77	0,128	124	92	31	4,2	17,8	498	333	122	
645		+580	0,45	0,18	1,52	5,81	16,3	»	0,66	95,4	0,95	0,168	97	66	34	5,5	13,8	328	126	79	
647		+600	0,20	0,12	1,42	5,78	15,6	»	0,54	92,3	0,59	0,111	103	70	30	5,5	17,9	308	154	82	
649		+600	0,11	0,10	1,32	5,54	12,3	»	0,78	70,3	0,57	0,109	74	72	30	6,3	21,9	288	274	113	
651		+600	0,34	0,17	1,59	5,39	12,1	»	0,52	90,2	0,49	0,152	105	66	27	5,9	15,4	311	167	89	
	Среднее		0,27	0,13	1,37	5,79	14,3	»	0,62	85,6	0,67	0,134	101	73	30	5,5	17,3	347	211	97	
653	То же с пеплами, тип IVA	+610	0,25	0,18	1,59	5,39	18,0	»	0,76	100,0	0,51	0,169	86	58	26	5,5	11,5	302	188	100	
675		+600	0,55	0,22	1,41	6,42	10,7	»	1,50	99,0	0,45	0,164	100	31	41	17,3	12,8	509	428	94	
		Среднее		0,40	0,20	1,50	5,90	14,3	»	1,13	99,0	0,48	0,166	93	45	33	11,6	12,2	405	308	97
655	Переходные, тип III	+600	0,57	0,33	4,55	5,81	25,0	Не обн.	1,21	87,0	0,48	0,165	92	51	23	4,8	13,2	340	247	99	
674		+600	1,09	0,37	4,73	5,52	23,0	»	1,72	90,0	0,47	0,174	119	32	34	13,1	12,2	343	326	81	
673		+600	1,73	0,34	3,75	5,08	19,5	»	4,04	83,0	0,40	0,133	130	28	42	19,5	23,8	449	638	63	
		Среднее		1,13	0,35	4,34	5,47	22,5	»	2,32	86,7	0,45	0,157	114	37	33	12,5	16,5	367	404	81
657	Гемипелагические, тип II	+480	1,25	1,40	3,71	5,42	31,0	»	4,99	73,2	0,35	0,148	145	40	40	8,3	12,2	348	348	46	
672		+580	1,27	1,44	3,30	5,36	15,3	»	1,55	100,0	0,36	0,092	110	47	23	6,6	7,4	165	190	34	
671		+150	0,73	2,36	4,19	5,25	13,4	»	0,137	100,0	0,37	0,080	106	59	23	1,4	3,7	143	127	23	
		Среднее		1,08	1,73	3,73	5,34	20,0	»	2,23	91,0	0,36	0,107	120	49	29	5,5	7,7	219	222	34

670	Прибрежные, тип I	+110	15,83	6,79	2,32	3,76	14,6	70,0	0,038	He обн.	0,34	0,160	73	82	14,7	5,1	5,0	83	101	15
669		+10	7,09	7,78	1,54	3,02	16,3	84,4	0,025	»	0,36	0,164	37	He орг.	10,9	4,6	5,8	54	80	8,9
668	Среднее	-80	4,93	3,66	1,87	4,00	15,8	81,4	0,042	»	0,44	0,145	54	50	15	8,9	41,5	20	30	7,4
			9,28	6,08	1,91	3,60	15,6	78,6	0,035	»	0,38	0,156	55	66	13,5	6,2	7,4	52	70	10,4
659	Прибрежные, тип I	+130	0,39	2,12	1,21	10,65	8,8	32,0	0,03	»	0,34	0,092	78	121	20	0,8	10,9	46	46	12
660		+370	0,39	1,00	1,12	8,78	15,0	40,6	0,06	»	0,40	0,103	62	120	16	0,6	6,3	41	35	9,4
661	Среднее	+500	0,30	1,29	2,27	9,66	9,4	23,1	0,05	»	0,35	0,118	62	125	14	0,6	3,9	38	36	9,1
			0,36	1,62	1,53	9,85	11,1	21,9	0,05	»	0,36	0,104	67	121	16,7	0,7	7,0	41	39	10,2
662	Калифорнийского залива	+530	0,54	2,58	He орг.	5,67	15,9	He обн.	0,81	98,0	0,29	0,074	84	52	20	8,2	3,8	43	58	16,3
663		-220	3,50	2,70	7,56	3,49	17,0	56,6	0,100	He обн.	0,44	0,109	76	34	14	3,7	5,6	43	40	13,1
664		-100	9,73	6,12	7,56	2,95	15,9	80,0	0,047	»	0,30	0,126	81	47	14	10,0	7,5	64	63	11,2
665		+50	1,00	2,57	5,18	3,80	16,8	3,3	0,96	»	0,39	0,092	83	35	17	8,8	8,0	46	49	10,1
666		-180	2,83	0,78	1,04	3,02	15,7	54,3	0,048	»	0,46	0,079	70	38	24	2,1	7,8	18	22	9,3
667	Среднее	-80	0,41	4,38	5,07	3,88	17,4	78,1	0,21	»	0,39	0,089	82	45	17	4,4	4,8	112	78	15,7
			3,00	3,19	5,28	3,80	16,4	54,5	0,36	»	0,38	0,095	79	42	18	6,2	6,2	54	52	12,6

Восточнее станции 677 разрез пересекает область глубоководных красных глин, покрывающих дно Северо-Восточной котловины (станции 643—675). Уже в осадках станции 643 уменьшается количество терригенных зерен и пепла, появляются цеолиты, Fe-Mn микроконкреции, на поверхности наблюдается скопление крупных конкреций. Глины тонкие, довольно однородные, с содержанием алевритов менее 10%, пелитов более 90%, субколлоидной фракции более 40%. Глины окислены по всей толще, в верхних горизонтах Mn⁴⁺ 80—100% от валового марганца. Как и на Японском профиле (Лисицына, Дворецкая, 1972), выделяются два подтипа красных глин: с цеолитами (станции 643—651) и пеплами (станции 653,675).

Ближе к американскому берегу в осадках выделяются пелагические глины переходного типа, покрывающие восточный борт Северо-Восточной котловины (станции 655, 674, 673). В них отсутствуют цеолиты, вместо макроконкреций — корки окислов железа и марганца. Появляется примесь карбонатных и кремнистых организмов. В целом они более грубы и менее окислены, чем красные глины. В осадках крайней к берегу станции 673 окислительные условия сохраняются только до глубины 60—70 см, ниже лежат восстановленные илы.

В 450—500 км от берегов Мексики переходные глины сменяются гемипелагическими осадками, покрывающими дно Центрально-Американского желоба (станции 672, 671 и станция 657, расположенная южнее основного разреза). Это глинистые илы с примесью остатков известковых и кремнистых организмов, частиц пепла и обломков пород суши. Осадки в целом восстановленные, C_{орг} — 1,73%. Мощность окисленного слоя в осадках станции 672—3 см, станции 671—2 см, станции 657—20 см. На восточном окончании профиля гемипелагические осадки переходят в прибрежные, покрывающие континентальный склон Мексиканского побережья — станции 659, 660, 661 (разрез на Мансанильо) и станций 670, 669, 668 (разрез на Масатлан). Осадки трех последних станций представляют собой биогенно-терригенные, сильно восстановленные илы с высоким со-

Состав краевых осадков Мексиканского профиля и материнских береговых пород

Породы и осадки	%				10 ⁻⁴ %								
	Fe	Mn	Ti	P	V	Cr	Co	Mo	As	Cu	Ni	C _{орг}	
Осадочные породы (А. П. Виноградов, 1962)	3,33	0,067	0,45	0,077	30	100	20	2,0	6,6	57	95	1,0	
Прибрежные биогенно-терригенные осадки Мексиканского побережья, станции 668—670	3,60	0,035	0,38	0,156	55	66	10,4	6,0	5,9	52	70	6,08	
Осадки Калифорнийского залива, станции 662—667	3,80	0,360	0,38	0,095	79	42	12,6	6,2	6,2	54	52	3,19	
Андезиты (А. П. Виноградов, 1962)	5,85	0,12	0,80	0,160	100	50	10,0	0,9	—	35	55	—	
Прикурильские вулканотерригенные пески и алевриты андезитового состава (Страхов, Нестерова, 1968)	6,23	0,15	0,54	0,073	206	34	7,0	0,8	—	20	30	—	
Прибрежные вулканотерригенные осадки Мексиканского побережья, станции 659—661	9,85	0,05	0,35	0,104	67	121	10,2	0,7	7,0	41	39	—	
Базальты Гаваев (Macdonald, 1955)	9,60	0,13	1,42	0,140	250	200	46	1,4	2,0	148	167	—	
Осадки Гавайского архипелага (Лисицына и др., 1975)	9,79	0,20	1,90	0,166	168	140	36	1,8	—	158	114	—	
Осадки Пригавайского района, станции 686, 685, 641, 678, 677	7,95	0,26	1,47	0,121	158	144	37	1,3	5,3	185	111	—	

Примечание. Прочерк (—) — нет данных.

держанием органического вещества ($C_{орг}$ — 6%), лишенные окисленного слоя. Прибрежные осадки станций 659—661 грубообломочные, вулканогенно-терригенные, с меньшим содержанием органического вещества (1,62% $C_{орг}$) и менее восстановленные. У них также отсутствует окисленный слой, но по всей колонке сохраняется положительная величина Eh и Fe^{2+} на поверхности всего 22% от растворимого. Осадки Калифорнийского залива содержат много органического вещества (2,5—6%, в среднем 3,19 $C_{орг}$) и сильно восстановлены.

Таким образом, разрез пересекает разные литолого-фациальные типы осадков, которые в направлении от Американского побережья в пелагиаль сменяют друг друга в той же последовательности, что и на западном разрезе в направлении от берегов Японии к центральным районам Северо-Западной котловины (Лисицына, Дворецкая, 1972) прибрежные осадки (тип I) переходят в гемипелагические (тип II), сменяющиеся глинами переходного типа (тип III), а затем красными пелагическими глинами с пеплами (тип IV А) и красными глинами с цеолитами (тип IV Б). В целом литолого-фациальный профиль через океан имеет симметричное строение, хотя пелагические красные и переходные глины на восточной части профиля смещены на восток и придвинуты к побережью гораздо ближе, чем на западе. Это объясняется особенностями гидродинамики и меньшими скоростями осадконакопления на востоке океана (Лисицын, 1971).

В табл. 2 приведен средний состав осадков, краевых для нашего разреза, и материнских пород берегов, осадочных и вулканических, определяющих такой состав. Изучаемый отрезок профиля на востоке замыкается двумя группами прибрежных осадков Мексиканского побережья,

на западе — осадками Пригавайского района. Прибрежные биогенно-терригенные осадки основного разреза (станции 668—670) представляют собой типичные осадочные образования, по составу соответствующие осадочным породам. Пониженные содержания в них Mn, Ni, Co объясняются более грубым гранулометрическим составом этих осадков по сравнению со сланцами и глинами, которые положены в основу данных А. П. Виноградова (1962). Повышенное содержание Mo объясняется сильной восстановленностью этих осадков, содержащих много органического вещества и сульфидов железа (пирита); аналогичная картина наблюдается в прибрежных осадках западного профиля (Волков и др., 1974₂). Это хорошо увязывается с высоким содержанием в этих осадках не только Mo, но и As, т. е. элементов, образующих сульфиды и накапливающихся в них (Ониши, Сендел, 1959; Бутузова, 1969; Волков, Фомина, 1972). В осадках станций 668—670 содержание фосфора вдвое выше, чем в осадочных породах, — 0,156%. Это объясняется, с одной стороны, широкой распространенностью фосфатных песков и фосфоритов у берегов Калифорнийского полуострова — одного из основных районов распространения фосфоритов (Безруков, 1970), а с другой — накоплением в осадках биогенного фосфора в связи с высоким содержанием здесь органического вещества.

Осадки Калифорнийского залива очень близки по составу рассмотренным, но отличаются повышенным содержанием Mn, которое является результатом диагенетического накопления в поверхностном слое (в среднем 0,36%) и не характерно для толщи их (0,14% — средневзвешенное содержание в колонках).

Второй группой осадков, замыкающих профиль с востока, являются терригенно-обломочные осадки Мексиканского побережья (станции 659—661). Они сложены продуктами разрушения вулканотерригенного и пирокластического материала андезитового типа, а также продуктами разрушения древних континентальных пород (Петелин, Алексина, 1970). Действительно, они обнаруживают большое сходство с андезитами и прикуруильскими осадками (Страхов, Нестерова, 1968), также сложенными вулканотерригенным материалом андезитового состава. Однако изучаемые осадки отличаются резко повышенным содержанием Fe (9,85%), что объясняется, по-видимому, примесью вулканического материала основного состава с высоким содержанием магнетита и железистых силикатов, а также широким развитием у берегов Центральной Америки глауконитов (Collet, 1932; Безруков, 1960; Скорнякова, 1970).

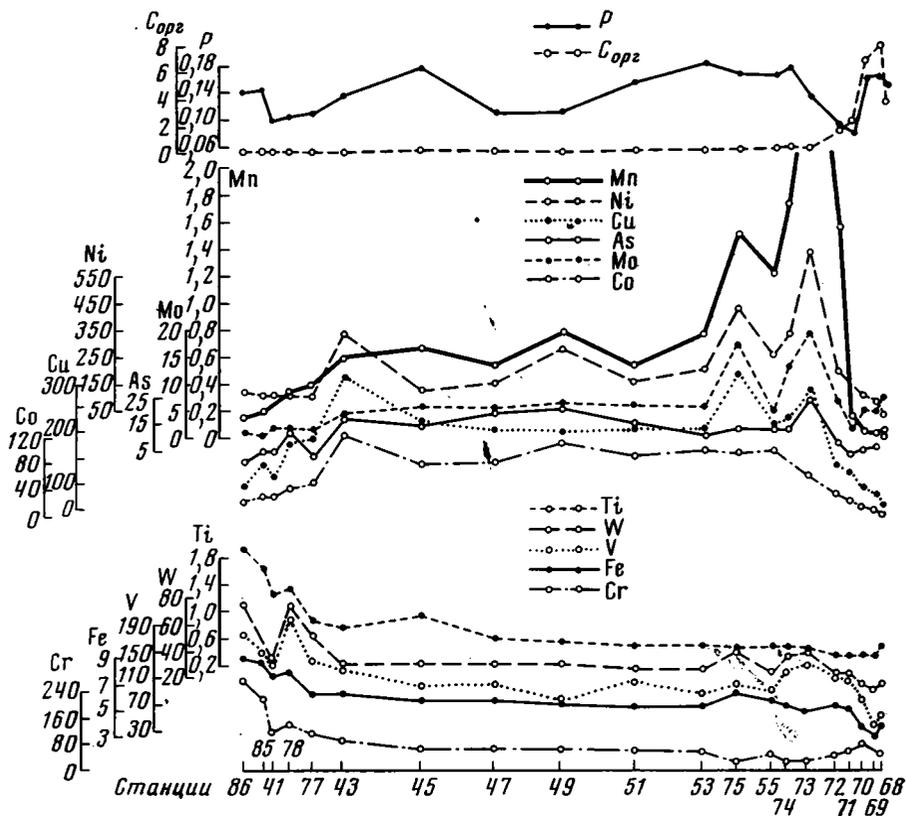
На западе изучаемый отрезок профиля вплотную примыкает к осадкам Гавайского архипелага, которые сложены вулканотерригенным и пирокластическим материалом основного состава (Лисицына и др., 1975). Данные табл. 2 демонстрируют влияние базальтового вулканизма на состав осадков самих Гаваев и прилежащих пригавайских осадков, которое выражается в обогащении их прежде всего Fe, Ti, V, Cr, P. Возможно, что осадки Гаваев обогащены P также за счет широкоразвитых на островах Тихого океана метасоматических фосфатных пород, так называемых островных фосфоритов, которые представляют собой продукты замещения фосфатным веществом железо-алюмосиликатов, известняков и других компонентов островных горных пород (Занин, 1969). Увеличенное поступление P с востока и запада создает повышенный фон его по всему изучаемому разрезу.

Зная эти особенности, определяющие состав краевых осадков, легче понять распределение элементов на разрезе.

Результаты определения элементов в поверхностном слое приведены в табл. 1 (в расчете на бескремнево-бескарбонатное вещество). По характеру распределения на профиле изученные элементы делятся на 3 группы (фиг. 2). При делении элементов на группы мы придерживались классификации, принятой ранее (Страхов и др., 1973).

Первую группу составляют биогенные компоненты осадка ($C_{орг}$, SiO_2 , $CaCO_3$), для которых характерны максимальные содержания в прибрежных осадках ($C_{орг}$, $CaCO_3$) или гемипелагических (SiO_2) и минимальные в пелагических красных глинах.

Вторую группу составляют элементы подгрупп железа (Fe, V, Cr, W), халькофильной (Cu, As), марганцевой (Mn, Co, Ni, Mo).



Фиг. 2. Распределение элементов в поверхностном слое осадков Мексиканского профиля
 $C_{орг}$, P, Mn, Fe, Ti — %; Ni, Co, Cu, Mo, As, Cr, V, W — $10^{-4}\%$

Содержания элементов подгруппы железа, хотя и очень медленно, но в общем возрастают от прибрежных биогенно-терригенных осадков к пелагическим красным глинам. Коэффициенты накопления их в красных глинах невелики: от 1,1 для Cr до 2,2 для W. Дальше по профилю содержания этих элементов резко возрастают в пригавайских осадках, которые, как уже отмечалось, обогащены обломками базальтов, пирокластике и пеплов основного состава с высоким содержанием этих элементов. На общем фоне медленного роста от берега к пелагиали наблюдается довольно резкое увеличение содержания Fe, V, W в области гемипелагических и переходных осадков.

Для элементов халькофильной и марганцевой подгрупп характерны пониженные содержания в прибрежных осадках, повышение их в пелагических глинах, более резкое, чем у элементов подгруппы железа, и понижение в пригавайских осадках, вызываемой той же причиной, которая у элементов подгруппы Fe вызывает резкий рост содержания в пригавайском районе: значительная примесь грубообломочного вулканотерригенного материала и пеплов разбавляет высокие концентрации Mn, Ni, Co, Mo, Cu, As, накопленные в красных глинах, тем сильнее, чем

меньше этих элементов в самом вулканогенном материале, например, Mo, As (табл. 2), и тем слабее, чем выше содержание этих элементов в базальтах (Co, Cu, Ni). Рост концентраций от прибрежных осадков к красным глинам у одних элементов ярче выражен (Cu, As) и непрерывный (Co), у других менее выражен и более пестрый. Коэффициенты накопления их в красных глинах выше, чем у элементов подгруппы железа, и колеблются от 1,4 для Mo до 25 для Mn.

Постепенный рост концентраций от берега к пелагиали осложняется в осадках гемипелагических и переходных (фиг. 2), где на отдельных станциях содержание в поверхностном слое большинства элементов значительно выше, чем в более пелагических красных глинах (в подтипе IV Б). Это результат диагенетического перераспределения в толще гемипелагических и переходных осадков, приводящего к резкому обогащению верхнего окисленного слоя рядом элементов. Накопление в верхнем горизонте особенно ярко проявляется у геохимически подвижных элементов, тесно связанных в диагенетических процессах с Mn и концентрирующихся вместе с ним, т. е. у Mo, Cu, Ni, As и особенно у самого Mn. На осадках Японского разреза это демонстрируется с помощью табл. 3, где приведены средневзвешенные содержания элементов в изохроничном слое и поверхностном горизонте (Волков и др., 1974) и показано, как с переходом от гемипелагических осадков (тип II) и переходных пелагических глин (тип III) к красным глубоководным глинам (подтип IV Б) затухают диагенетические процессы, ведущие к накоплению элементов в верхнем слое осадков. Об этом свидетельствуют коэффициенты обогащения верхнего горизонта (по сравнению со средневзвешенными в изохроническом слое), самые высокие в гемипелагических и переходных осадках.

Аналогичная картина наблюдается и в осадках изучаемого разреза на примере Mn и As (табл. 3). Здесь она выражена значительно ярче, особенно у Mn, и это определяет резко повышенное накопление элементов подгруппы марганца, а также Cu и As в верхних горизонтах гемипелагических и части переходных осадков, превосходящее даже эффект накопления этих элементов в красных глинах.

Распределение P в осадках изучаемого разреза, как и осадках Японского профиля, в целом отличается от группы биогенных элементов и элементов железо-марганцевой группы. В то же время в разных частях разреза P в своем распределении проявляет сходство то с одной, то с другой группой элементов (фиг. 2). В распределении P по разрезу на фоне высоких содержаний у Гавайского и Мексиканского побережий и в пелагических красных глинах наблюдаются две области пониженных концентраций. Высокое содержание P в прибрежных биогенно-терригенных осадках, коррелирующее с большими концентрациями органического вещества, сменяется с удалением от берега и увеличением глубины первым минимумом в гемипелагических осадках. Далее в переходных осадках и пелагических красных глинах содержание P вновь возрастает за счет увеличения биогенного P, входящего в состав костного детрита алевритовой размерности, и минерального P, связанного в пеллитовой и субколлоидной фракциях осадков с соединениями окисного Fe (Волков и др., 1974). Высокие содержания P в пелагических и переходных осадках совпадают с участками, в которых, по данным В. П. Петелина (Петелин, Алексина, 1970), наблюдается максимальное скопление обломков костного детрита в алевритовой фракции осадков. С приближением к Гавайским островам содержание P вновь показывает минимум в краевой части осадков пригавайского района и затем заметно поднимается в ближайших к берегу станциях, следуя за распределением Fe, Ti и других элементов, накапливающихся в этих осадках.

Сравнение закономерностей распределения элементов в осадках Японского профиля в западной части Тихого океана (Страхов и др.,

Таблица 3

Содержания элементов в поверхностном слое (1) и средневзвешенные содержания в изохроничном слое осадков (2) по разрезам, средние для типа осадка

Тип осадка	Японский															Мексиканский					
	Mn, %			Mo·10 ⁻⁴ %			Cu·10 ⁻⁴ %			Ni·10 ⁻⁴ %			As·10 ⁻⁴ %			Mn, %			As·10 ⁻⁴ %		
	1	2	1:2	1	2	1:2	1	2	1:2	1	2	1:2	1	2	1:2	1	2	1:2	1	2	1:2
I	0,10	0,07	1,3	1,3	1,7	0,8	59	69	0,8	38	53	0,7	3,5	6,7	0,7	0,035	0,030	1,1	7,4	14,9	0,5
II	0,21	0,06	3,6	4,8	3,1	1,5	99	85	1,2	52	49	1,1	4,7	4,6	1,0	2,23	0,28	7,2	7,4	7,5	1,0
III	0,49	0,25	2,4	6,0	2,9	3,7	166	126	1,3	96	73	1,4	8,4	6,5	1,3	2,88	0,47	6,2	17,9	7,8	2,3
IVA	0,57	0,48	1,15	5,1	7,1	0,7	144	132	1,1	159	131	1,2	11,6	10,5	1,1	1,50	0,75	2,0	12,2	12,3	1,0
IVБ	0,54	0,56	1,0	7,4	9,1	0,8	214	216	1,0	200	197	1,0	14,8	14,7	1,0	0,62	0,58	1,0			

В средние для типа III на Мексиканском разрезе не включена станция 655, в средние для типа II не включена станция 671 (по As).

Таблица 4

Сравнение средних содержаний элементов по типам осадков в осадках изученного разреза (восток—2) и Японского профиля (запад—1)

Тип осадка	%										10 ⁻⁴ %													
	C _{орг}		Fe		Mn		Ti		P		Cu		Ni		Co		As		Mo		V		Cr	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
I	1,20	6,08	4,83	3,60	0,100	0,035	0,35	0,38	0,073	0,156	59	52	38	70	11,5	10,4	3,5	7,6	1,3	6,2	103	55	66	66
II	1,05	1,73	3,56	5,34	0,210	2,230	0,33	0,36	0,065	0,107	99	219	52	222	15	34	4,7	7,7	4,8	5,5	103	120	67	49
III	0,56	0,35	4,43	5,47	0,490	2,320	0,36	0,45	0,062	0,157	166	367	96	404	24	81	8,4	16,5	6,0	12,5	128	113	61	37
IVA	0,28	0,20	4,86	5,90	0,530	1,130	0,44	0,48	0,061	0,166	144	405	159	308	53	97	11,6	12,2	5,1	11,6	127	93	72	45
IVБ	0,26	0,13	5,17	5,80	0,540	0,620	0,59	0,67	0,220	0,134	214	347	200	211	50	97	14,8	17,3	7,4	5,5	133	101	89	73
IV	0,27	0,17	5,02	5,85	0,540	0,880	0,52	0,58	0,140	0,150	179	376	179	200	72	97	13,2	14,7	6,3	8,5	130	97	80	59
IV/I	0,225	0,028	1,05	1,62	5,4	25,1	1,49	1,53	1,92	0,96	3,0	7,2	4,7	3,7	6,3	9,3	3,8	2,0	5,7	1,4	1,25	1,76	1,20	0,9
IVБ/I	0,217	0,021	1,10	1,62	5,4	17,7	1,69	1,76	3,00	0,86	3,6	6,6	5,3	3,0	7,8	9,3	4,2	2,3	4,8	0,9	1,30	1,84	1,35	1,1

1973; Волков и др., 1974_{1,2}) и в осадках изучаемого разреза (восточная часть океана) показывает их принципиальное сходство и некоторое различие в деталях (табл. 4).

На обоих разрезах содержание всех элементов растёт от прибрежных терригенных осадков к пелагическим красным глинам, о чем можно судить по величине коэффициентов накопления элементов в красных глинах. Для всех элементов (кроме Р) коэффициенты накопления больше 1 и растут в следующей последовательности:

Cr	Mo	Fe	Ti	V	As	Ni	Cu	Co	Mn
1,1	1,4	1,6	1,8	1,8	2,3	3,0	6,6	9,3	17,7

представляя ряд геохимической подвижности элементов в седиментогенезе. В принципе он отвечает ряду подвижности для Японского профиля (Волков и др., 1974₂), отличаясь от него большей подвижностью Cu и особенно Mn и меньшей Ni, As, Mo.

При сходстве в главном восточный профиль отличается от западного рядом деталей, которые определяются особенностями условий осадкообразования в отдельных районах. Так, на восточном профиле эффект накопления Р в красных глинах почти не проявляется, что связано со сравнительно высокими содержаниями его в прибрежных осадках — 0,156%, в то время как в прибрежных осадках Японского профиля содержание его только 0,073%. Кроме того, на Японском разрезе высокие концентрации костного фосфата приурочены к самым пелагическим станциям красных глин подтипа IV Б (Волков и др., 1974₂), на восточном же, по данным В. П. Петелина (Петелин, Алексина, 1970), максимальное скопление обломков костного детрита наблюдается в красных глинах подтипа IVA и в переходных осадках.

Прибрежные вулканотерригенные осадки Японского побережья богаче осадков Мексиканского побережья вулканогенно-обломочным материалом с высоким содержанием V, Cr, и это определяет более высокое содержание их во всех осадках западного разреза по сравнению с восточным, но степень накопления их в красных глинах обоих побережий примерно одинакова.

Коэффициенты накопления As и Mo в красных глинах восточного разреза ниже, чем в западном, при примерно равных содержаниях их в красных глинах. Это связано с повышенным содержанием Mo и As в прибрежных осадках восточного разреза.

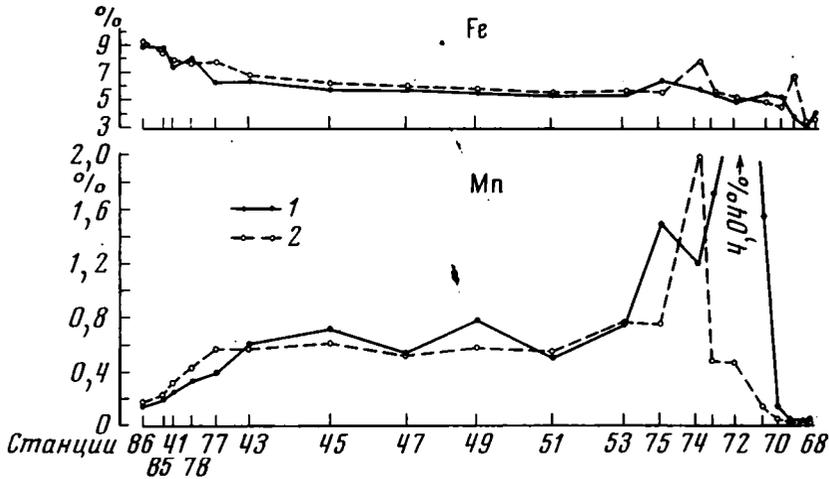
В верхнем слое гемипелагических и переходных осадков восточного разреза содержание Cu, Ni, Co, Mo в 2—4 раза, а содержание Mn в 5—10 раз выше, чем в аналогичных осадках западного разреза. Вероятно, это связано с тем, что диагенетическое перераспределение в осадках восточного профиля протекает более интенсивно и приводит к большему, чем на западе, накоплению элементов группы Mn в верхних горизонтах.

Причину более сильного эффекта диагенетического накопления Mn в окисленном слое гемипелагических и переходных осадков изучаемого разреза по сравнению с Японским следует искать в более высоких исходных концентрациях его (средневзвешенное содержание по колонкам, табл. 3) и в меньших скоростях осадкообразования, что, с одной стороны, приводит к увеличению содержания Mn в осадках в ходе седиментогенеза, а с другой — способствует более полному перераспределению в диагенезе. Если в гемипелагических и переходных осадках Японского разреза средневзвешенные содержания соответственно равны 0,06 и 0,25%, а коэффициенты обогащения марганцем верхнего окисленного слоя составляют 3,6 и 2,4, то в аналогичных осадках восточного разреза средневзвешенные содержания Mn в изохроничном слое составляют соответственно 0,28 и 0,47%, а коэффициенты обогащения равны 7,2 и 6,2.

В красных глубоководных глинах, где диагенетического накопления элементов на поверхности уже не происходит, а высокие концентрации

всех элементов определяются механической дифференциацией осадочного материала, содержания элементов группы Мп становятся практически одинаковыми на западном и восточном разрезах (табл. 3). Это значит, что основным фактором распределения элементов на всем профиле является механическое фракционирование осадочного вещества, на которое накладываются явления локального характера, действующие лишь на определенной площади. На тихоокеанском профиле таким является Гавайский вулканический центр, влияние которого ограничивается в основном областью пригавайских осадков и уже почти не проявляется в красных глубоководных глинах.

В осадках Японского профиля на целом ряде элементов было установлено, что распределение их на поверхности и в толще осадков носит



Фиг. 3. Распределение Fe и Мп в осадках Мексиканского профиля
1 — содержания в поверхностном слое; 2 — средневзвешенные содержания в изохроничном слое

одинаковый характер. На Мексиканском разрезе это наглядно проявляется у Мп и Fe. Данных по другим элементам в толще осадков пока нет. Из фиг. 3 видно, что характер распределения Мп и Fe в поверхностном и изохроничном слоях в общем одинаков, но на отдельных участках разреза есть отклонения от единого во времени механизма седиментации, причем на одних участках эти отклонения проявляются на поверхности, на других — в толще осадков. Рассмотрим некоторые из них.

Повышенное по сравнению с поверхностным слоем средневзвешенное по колонке содержание Fe на станции 670 (фиг. 3) связано с тем, что, начиная с глубины 90—95 см, в толще осадков появляются довольно частые пятна и прослои мелко- и среднезернистого глауконитового песка с содержанием Fe до 8—9%. При пересчете на средневзвешенное по колонке это и дает 6,7% Fe при 3,76% Fe на поверхности.

Осадок станции 655 резко обогащен Мп (до 2—3%), Fe (до 8—9%), Мо (до 0,0040%), As (до 0,0078%), особенно с глубины 30—40 см. Такие высокие содержания элементов, связанные, очевидно, с эксгалляциями, при пересчете на средневзвешенные по колонке дают величины, превышающие содержания этих элементов на поверхности для Fe в 1,4 раза, для Мп в 1,7 раза, для As в 3 раза, для Мо в 6,7 раза (фиг. 3).

Интерес представляет область гемипелагических и переходных илов (станции 672, 657, 673, 674, 675), на поверхности которых отмечаются содержания Мп (фиг. 2, 3), Мо, Cu, As, Ni, Co, V, W (фиг. 2), аномально высокие не только для этого типа осадков, но значительно превосходящие содержания их в красных глинах профиля и в несколько раз боль-

шие, чем в аналогичных осадках Японского разреза. Уже отмечалось, что в слабоокисленных осадках станций 672, 657, 673 такие концентрации элементов в верхнем слое являются результатом диагенетического перераспределения между восстановленной толщей и окисленным верхним слоем. В окисленных по всей толще осадках станции 674 это также, по-видимому, является результатом диагенеза; только здесь перераспределение идет между менее окисленной нижней толщей осадков и более

Таблица 5

Сравнение содержаний Fe и Mn в поверхностном слое (1) и средне-
взвешенного в изохроничном слое (2), %

Тип осадка	№ станции	Fe		Mn	
		1	2	1	2
I	668	4,00	3,66	0,042	0,030
	669	3,02	3,28	0,025	0,030
	670	3,76	6,71	0,038	0,030
Среднее		3,59	4,55	0,035	0,030
II	671	5,25	4,48	0,14	0,05
	672	5,36	4,88	1,55	0,14
	657	5,42	5,66	4,99	0,66
Среднее		5,34	5,01	2,23	0,28
III	673	5,08	5,11	4,04	0,46
	674	5,52	5,56	1,72	0,48
	655	5,81	7,80	1,20	1,98
Среднее		5,47	5,33	2,32	0,47
IVA	675	6,42	5,65	1,50	0,75
	653	5,39	5,64	0,76	0,76
Среднее		5,90	5,65	1,13	0,76
IVB	651	5,39	5,53	0,52	0,55
	649	5,54	5,76	0,78	0,58
	647	5,78	5,96	0,54	0,53
	645	5,81	6,23	0,66	0,61
	643	6,41	6,80	0,60	0,57
Среднее		5,79	6,06	0,62	0,57
Пригавайские	677	6,30	7,78	0,39	0,56
	678	8,03	7,55	0,33	0,43
	641	7,63	7,66	0,25	0,31
	685	8,85	8,53	0,19	0,21
	686	8,96	9,22	0,14	0,146
Среднее		7,95	8,15	0,26	0,33

окисленными верхними слоями. О меньшей окисленности нижней толщи осадков по сравнению с верхом на станции 674 свидетельствует меньшая окисленность содержаний Mn внизу, меньшая величина Eh (около +400 мв), рост содержаний Mn в иловых водах от 0,06 наверху до 2,5 мг/л в нижней части толщи. Данные фиг. 3 и табл. 5 свидетельствуют о том, что диагенетическое накопление в верхнем, более окисленном слое гемипелагических и переходных осадков очень ярко проявляется у Mn, реакционноспособного на 70—100%, и значительно слабее у Fe, реакционноспособного всего на 15—20% от валового.

Все разобранные отклонения носят локальный характер и лишь на отдельных участках разреза нарушают единый во времени механизм седиментации, в основе которого лежит механическая дифференциация осадочного материала.

ЛИТЕРАТУРА

- Безруков П. Л.* Донные отложения Охотского моря.—Тр. Ин-та океанол. АН СССР, М., 1960, т. 32.
- Безруков П. Л.* Фосфориты.—В кн.: Тихий океан. Осадкообразование, т. 2. М., «Наука», 1970.
- Бутузова Г. Ю.* К минералогии и геохимии сульфидов железа в осадках Черного моря.—Литол. и полезн. ископ., 1969, № 4.
- Виноградов А. П.* Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.—Геохимия, 1962, № 7.
- Волков И. И., Розанов А. Г., Жабина Н. Н., Ягодинская Т. А.* Сера в тихоокеанских осадках к востоку от Японии.—Литол. и полезн. ископ., 1972, № 4.
- Волков И. И., Розанов А. Г., Соколов В. С.* Окислительно-восстановительные процессы в осадках северо-западной части Тихого океана.—В кн.: Международный геохимический конгресс. Осадочные породы, т. 4, кн. 2. М., ВИНТИ, 1973.
- Волков И. И., Севастьянова Е. С., Ягодинская Т. А.* Фосфор в осадках северо-западной части Тихого океана.—Геохимия, 1974, № 9.
- Волков И. И., Соколов В. С., Соколова Е. Г., Пилипчук М. Ф.* Редкие и рассеянные элементы в осадках северо-западной части Тихого океана.—Литол. и полезн. ископ., 1974, № 2.
- Волков И. И., Фомина Л. С.* Роль сульфидов железа при накоплении микроэлементов в осадках Черного моря.—Литол. и полезн. ископ., 1972, № 2.
- Глаголева М. А.* Закономерности изменения химического состава железомарганцевых конкреций в осадках северо-западной части Тихого океана.—Литол. и полезн. ископ., 1972, № 4.
- Занин Ю. Н.* Геология фосфатоносных кор выветривания и связанных с ними месторождений фосфатов. М., «Наука», 1969.
- Лисицын А. П.* Скорость современного осадконакопления в океанах.—Океанология, 1971, т. 9, № 6.
- Лисицын А. П., Мурдма И. О., Петелин В. П., Скорнякова Н. С.* Гранулометрический состав осадков Тихого океана.—В кн.: Тихий океан. Осадкообразование, т. 1. М., «Наука», 1970.
- Лисицына Н. А., Бутузова Г. Ю., Волков И. И., Глаголева М. А., Соколов В. С.* Влияние Гавайского вулканизма на осадкообразование.—В сб.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М., «Наука», 1975.
- Лисицына Н. А., Градусов Б. П., Дворецкая О. А., Чижикова Н. П.* Глинистые минералы в осадках северо-западной части Тихого океана.—Литол. и полезн. ископ., 1973, № 5.
- Лисицына Н. А., Дворецкая О. А.* Литологический профиль через Северо-Западную котловину Тихого океана.—Литол. и полезн. ископ., 1972, № 4.
- Лисицына Н. А., Дворецкая О. А., Пушкина З. В., Черкасова Е. В.* Элементы-гидролизаты в осадках Японского профиля.—Литол. и полезн. ископ., 1973, № 6.
- Ониши Х., Сендел Е. Б.* Геохимия мышьяка.—В сб.: Геохимия редких элементов. М., Изд-во иностр. лит., 1959.
- Петелин В. П., Алексина И. А.* Минералогия песчано-алевритовых фракций донных осадков Тихого океана.—В кн.: Тихий океан. Осадкообразование, т. 1. М., «Наука», 1970.
- Романкевич Е. А.* Биогеохимический состав взвеси и донных осадков северо-западной части Тихого океана.—В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков и методы его изучения. М., «Наука», 1974.
- Скорнякова Н. С.* Рассеянные Fe и Mn в осадках Тихого океана.—В кн.: Тихий океан. Осадкообразование, т. 2. М., «Наука», 1970.
- Страхов Н. М.* Баланс редукционных процессов в осадках Тихого океана.—Литол. и полезн. ископ., 1972, № 4.
- Страхов Н. М., Волков И. И., Лисицына Н. А.* К познанию механизма распределения элементов в Тихом океане.—Литол. и полезн. ископ., 1973, № 3.
- Страхов Н. М., Нестерова И. Л.* О влиянии вулканизма на геохимию морских отложений на примере Охотского моря.—В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М., «Наука», 1968.
- Collet L. W.* Deep-sea deposits. Physics of the Earth, v. 5, Oceanography.—Bull. Nat. Res. Council, 1932, № 85.
- Macdonald E. A.* Catalogue of the active volcanoes of the world. Part III. Hawaiian Islands. Napoli, Naba, 1955.

Институт океанологии АН СССР
Москва

Дата поступления
21.III.1975

УДК 552.51 : 551.76(571.5)

ФАКТОРЫ, КОНТРОЛИРУЮЩИЕ ЭВОЛЮЦИЮ СОСТАВА МОРСКОГО МЕЗОЗОЙСКОГО ТЕРРИГЕННОГО КОМПЛЕКСА СЕВЕРНЫХ ПРОГИБОВ СИБИРИ

М. Е. КАПЛАН

Эволюция состава терригенного выполнения мезозойских прогибов северной Сибири во времени (по разрезу) и в пространстве (по площади) контролировалась изменчивостью состава материнских пород в пределах питающих провинций, выветриванием, дифференциацией материала, постседиментационными преобразованиями. Оценивается относительное влияние этих факторов на грубообломочные и алеврито-песчаные породобразующие и тяжелые акцессорные компоненты.

Для уточнения закономерностей литогенеза особый интерес представляет исследование крупных единых длительно развивавшихся седиментационных бассейнов. К ним относится обширная область осадконакопления, существовавшая в течение большей части мезозоя на территории северных прогибов Сибири. Эта область является прекрасной моделью морского платформенного бассейна гумидной зоны.

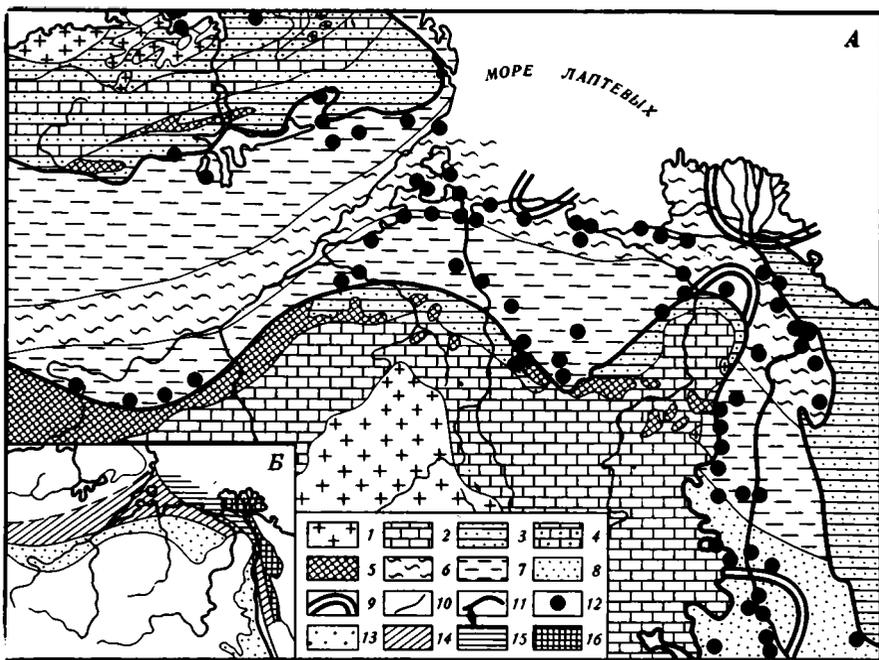
Детальная стратиграфическая и палеогеографическая изученность мезозойских отложений северной Сибири позволяет уверенно проследить их изменчивость по площади, разрезу прогибов и интерпретировать определяющие ее причины, а разнообразие условий формирования отложений (интенсивности выветривания, фациальных обстановок, источников питания и характера катагенетических преобразований) дает возможность выявить различные факторы, контролировавшие эволюцию состава отложений, и оценить их относительное значение.

В основу настоящей работы положены результаты выполненных нами многолетних литологических исследований основных, опорных для Сибири разрезов арктического мезозоя, расположенных в бассейнах нижнего течения рек Хатанга, Анабар, Оленек, Лена и на побережье моря Лаптевых от Восточного Таймыра до Оленекской протоки (фиг. 1).

Эволюция состава отложений и контролирующие ее факторы рассматриваются (в двух статьях) раздельно для обломочных компонентов, изученных преимущественно микроскопическими методами, и глинистых минералов, исследованных главным образом методами рентгеноструктурного анализа, дополненными данными электронной микродифракции, электронной микроскопии и химическими определениями.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ

Мезозойский терригенный комплекс арктической Сибири выполняет систему Лено-Енисейских прогибов (Енисей-Хатангский, Лено-Анабарский и меридиональный отрезок Приверхоянского прогиба), расположенных между Сибирской платформой, Таймырской и Верхоянской складчатыми областями. Прогибы асимметричны — пологие приплатфор-



Фиг. 1. Геологическая схема района с элементами палеогеографии (А) и катагенетической зональности (Б)

Породы: 1 — кислые изверженные, метаморфические, метаморфизованные архея и протерозоя, 2 — карбонатные синийско-палеозойские, 3 — терригенные, преимущественно верхнепалеозойские (на Таймыре и протерозойские метаморфизованные), 4 — чередующиеся карбонатные и терригенные синийско-палеозойские; 5 — трапповый пермотриасовый комплекс; 6 — зона относительно стабильного осадконакопления в морском (в индском веке — лагунном) бассейне, преимущественно сублитораль, временами более глубоководные обстановки; 7 — литоральные, сублиторальные, лагунно-дельтовые обстановки; 8 — то же с периодическими условиями аллювиальной равнины и угленакоплением; 9 — основные внутренние поднятия; границы: 10 — петрографических комплексов и фациальных зон, 11 — мезозойского терригенного выполнения прогибов; 12 — разрезы; зона катагенеза, верхняя: верхняя (13) и нижняя (14) подзоны; средняя: верхняя подзона, включающая только триасовые отложения (15) или весь морской терригенный комплекс (16)

менные и крутые складчатые крылья. Мощность морских мезозойских отложений растёт от платформы к складчатым зонам с первых сотен метров до 3—4 км.

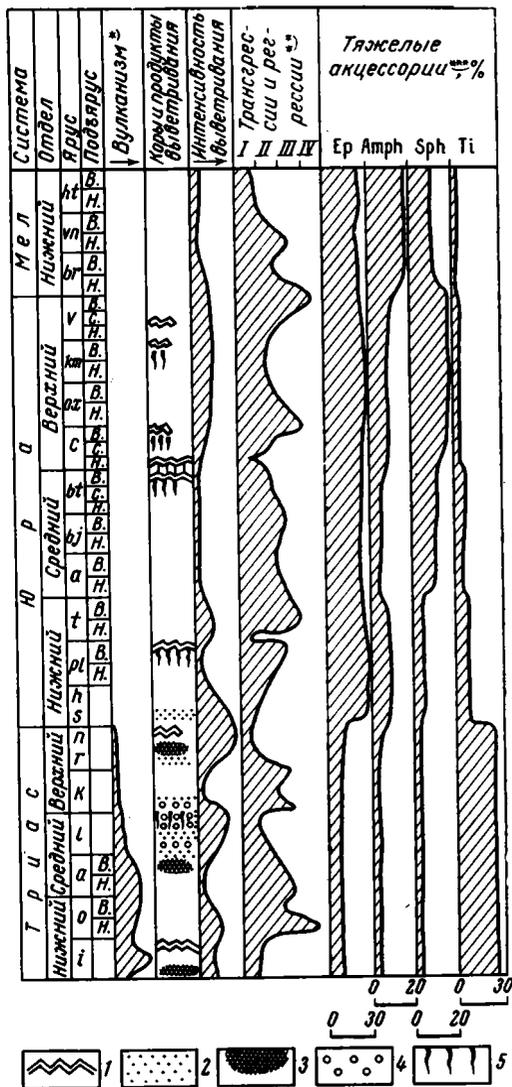
Морские отложения прогибов триасовые, юрские и частично раннемеловые. Современная весьма дробная (в основном зональная) стратиграфическая схема этих отложений (Совещание..., 1972), принятая и в настоящей работе (фиг. 2), является надёжной основой для литологических исследований.

В крупном морском бассейне арктической Сибири выделяется несколько устойчивых во времени литолого-фациальных зон (фиг. 1). В приплатформенной области и вблизи Таймыра чередовались обстановки литорали, сублиторали, на отдельных этапах — аллювиальной приморской равнины, и накапливались главным образом песчано-алевроитовые осадки.

Во внутренней области бассейна и на месте складчатого борта прогибов (возникшего в мелу и кайнозое) господствовали стабильные сублиторальные и более глубоководные обстановки и формировались алевроитоглинистые осадки. Крупные трансгрессии развивались в оленекское, раннеюрское, волжско-берриасское время и оставляли глинистые толщи с богатой морской фауной. Основные регрессии приходятся на индское, ладинское, норийско-рэйское, бат-келловейское и валанжин-готеривское

Фиг. 2. Изменение некоторых особенностей палеогеографии и состава отложений по разрезу

1 — коры выветривания; 2 — обогащение кварцем; 3 — кварцевые песчаники; 4 — гидрогетитовые породы; 5 — ожелезнение, окварцевание, ярозитизация; фациальные обстановки: I — лагунно-континентальные, II — литорали и верхней сублиторали, III — нижней сублиторали, IV — относительно глубоководные; тяжелые минералы (средние значения по отделе для 1216 образцов): Ep — эпидот, Amph — амфиболы, Sph — сфен, Ti — лейкоксен и титанистые трудноопределимые минералы, * — Восточный Таймыр, ** — Енисей-Хатангский и Лено-Анабарский прогибы, *** — платформенный борт прогибов



время (фиг. 2), когда формировались морские мелководные алеврито-песчаные, в краевой зоне бассейна — параличские угленосные отложения.

Главные источники сноса располагались на Сибирской платформе и Таймыре, дополнительные (внутренние поднятия) — в районе устьевых частей и нижнего течения рек Анабар, Оленек, Лена (Ронкина, 1965; Каплан и др., 1972; Биджиев, Минаева, 1962; и др.).

Климатические условия изменялись в триасе от жарких периодически засушливых (индский — анзийский века) к жарким и влажным (ладинский — рэтский века). В юре и мелу, по данным палеотемпературных определений, по роствам белемнитов, палеонтологическим и палинологическим наблюдениям (Берлин и др., 1966; Ильина, 1969; и др.), на фоне общего постепенного похолодания до теплого умеренного климата выявляются тоарский, а также позднеюрские и раннемеловой температурные максимумы (субтропический и близкий к тропическому сезонному климату).

В соответствии с изменением климата и этапами выравнивания meydanaлась и интенсивность выветривания на континенте (Выветривание..., 1969). Его максимумы, по данным изучения кор выветривания, продуктов их переотложения, особенностей глинистых фракций, приходится на границу перми и триаса, индского и оленекского ярусов, ладинское — раннекарнийское, норийско-рэтское, раннеоарское и позднеюрское время (фиг. 2). Интенсивность выветривания (за исключением ладинского и, возможно, позднетриасового этапа) не выходила за рамки красноземного процесса, а продукты выветривания имели преимущественно силлитный и феррисиллитный характер (Каплан, 1974).

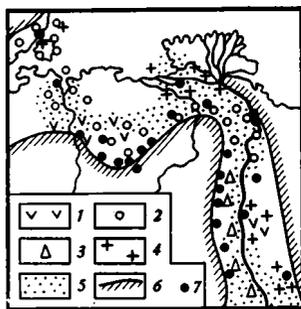
Терригенное выполнение прогибов в различной степени переработано катагенетическими процессами. Отложения внутренней зоны, примыкающей к Верхоянской и Таймырской складчатым областям, относятся к верхней подзоне средней зоны катагенеза (Каплан, 1970, 1974) или верхам зоны глубинного эпигенеза (Коссовская, Шутов, 1971). Невысокая пористость глинистых пород (в среднем 2—5%), отсутствие свободной смектистовой фазы, изменение органического вещества до газовой стадии свидетельствуют о погружении подошвы разреза на глубину до 4 км при температурах до 80—120°С. Отложения платформенных бортов слабо затронуты катагенетическими процессами и относятся к верхней зоне катагенеза (фиг. 1).

СОСТАВ ОТЛОЖЕНИЙ И ЕГО ЭВОЛЮЦИЯ

Мезозойский терригенный комплекс прогибов представлен широким спектром песчаных, алевритовых, глинистых пород. Подчиненную роль играют конгломераты, гравелиты, пирокластические, осадочно-пирокластические и пирокласто-осадочные породы, основные эффузивы, угли, хемогенные образования, сложенные зернистыми силикатами, известняками, карбонатные, фосфатные, сульфидные конкреции.

Для характеристики состава отложений и его эволюции по площади, разрезу, гранулометрическим типам пород использованы количественные оценки содержаний породообразующих и аксессуарных компонентов, полученные при изучении шлифов и иммерсионных анализах.

Грубообломочные компоненты. Конгломераты и гравелиты распространены в виде маломощных прослоев (обычно десятки сантиметров — единицы метров) по всему разрезу мезозоя. Они образованы фрагментами различных пород: базальтов и их туфов, долеритов, разнообразных порфиритов, альбитофиров, фельзит-порфиритов, гранит-порфиритов, туфов кислых эффузивов, порфиритовых и фельзитовых граувакк, литокласт, аркоз, кварцевых песчаников, известняков, доломитов, цветных кремней, кварцитов, роговиков, аргиллитов и метаморфических сланцев с хлоритом, актинолитом, эпидотом, плагиогнейсов, гранитов, пегматитов, нефелинсодержащих пород — сиенитов, фенитов, ювитов и т. д.



Фиг. 3. Обобщенная схема состава нижнеюрских конгломератов (по двум преобладающим компонентам)

Обломки: 1 — основные, 2 — терригенные, 3 — карбонатные, 4 — кислые, 5 — устойчивые, 6 — границы мезозойского терригенного выполнения прогибов; 7 — разрезы

Наиболее изучен состав маломощного пласта нижнеюрских конгломератов, покрывающих всю огромную территорию северных прогибов Сибири.

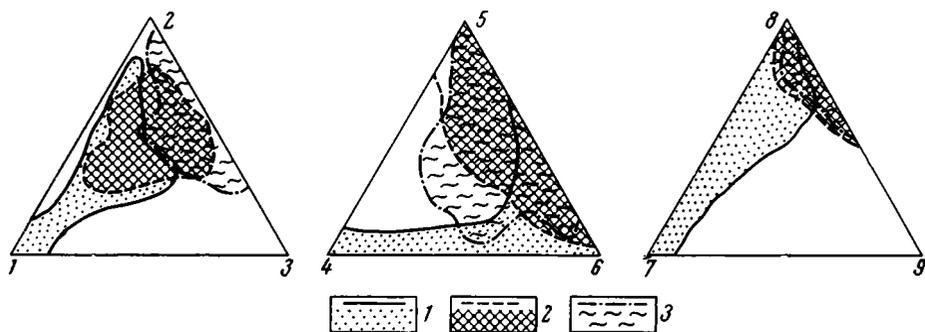
Анализ количественных схем распределения содержаний различных групп обломков (основных, кислых, терригенных, карбонатных и устойчивых пород) (Каплан, 1974), построенных по материалам Р. А. Биджиева, Л. М. Израилева, М. Е. Каплана, Р. В. Королевой, Ю. И. Минаевой, М. П. Монахова, З. В. Осиповой и Б. И. Прокопчука, позволяет составить обобщенную схему распределения главных компонентов нижнеюрских конгломератов по площади (фиг. 3).

Схема отражает соответствие между составами конгломератов и петрографических комплексов обрамления прогибов. Конгломераты с преобладанием основного эффузивного материала тяготеют к трапповому полю платформы. Высокие концентрации фрагментов известняков и устойчивых пород (главным образом кремней) приурочены к областям распространения палеозойских карбонатов. Конгломераты Таймыра и Оленекского поднятия сложены в основном обломками развитых в этих районах терригенных пород. Для бассейна р. Удза характерно резкое возрастание количества фрагментов нефелиновых сиенитов, обнажающихся в пределах Уджинского поднятия. Конгломераты внутренних зон прогибов содержат много обломков кислых, иногда основных эффузивных или устойчивых пород (кварцитов), поступавших при разрушении погребенных выступов фундамента.

Эволюция состава конгломератов по разрезу наиболее детально изучена Р. А. Биджиевым и Ю. И. Минаевой (1962; Минаева, Биджиев, 1967) для юрских отложений платформенного крыла Приверхоянского прогиба. Состав конгломератов отчетливо отражает изменение во времени источников питания: разрушение архейских и синийских гранитоидов, сланцев, кварцитов, кварцитовидных песчаников и доломитов в моменты максимального воздымания территории в геттанг-синемюрское и байос-батское время и эрозию более молодых палеозойских и мезозойских карбонатных и терригенных комплексов в плинсбахе, аалене и поздней юре.

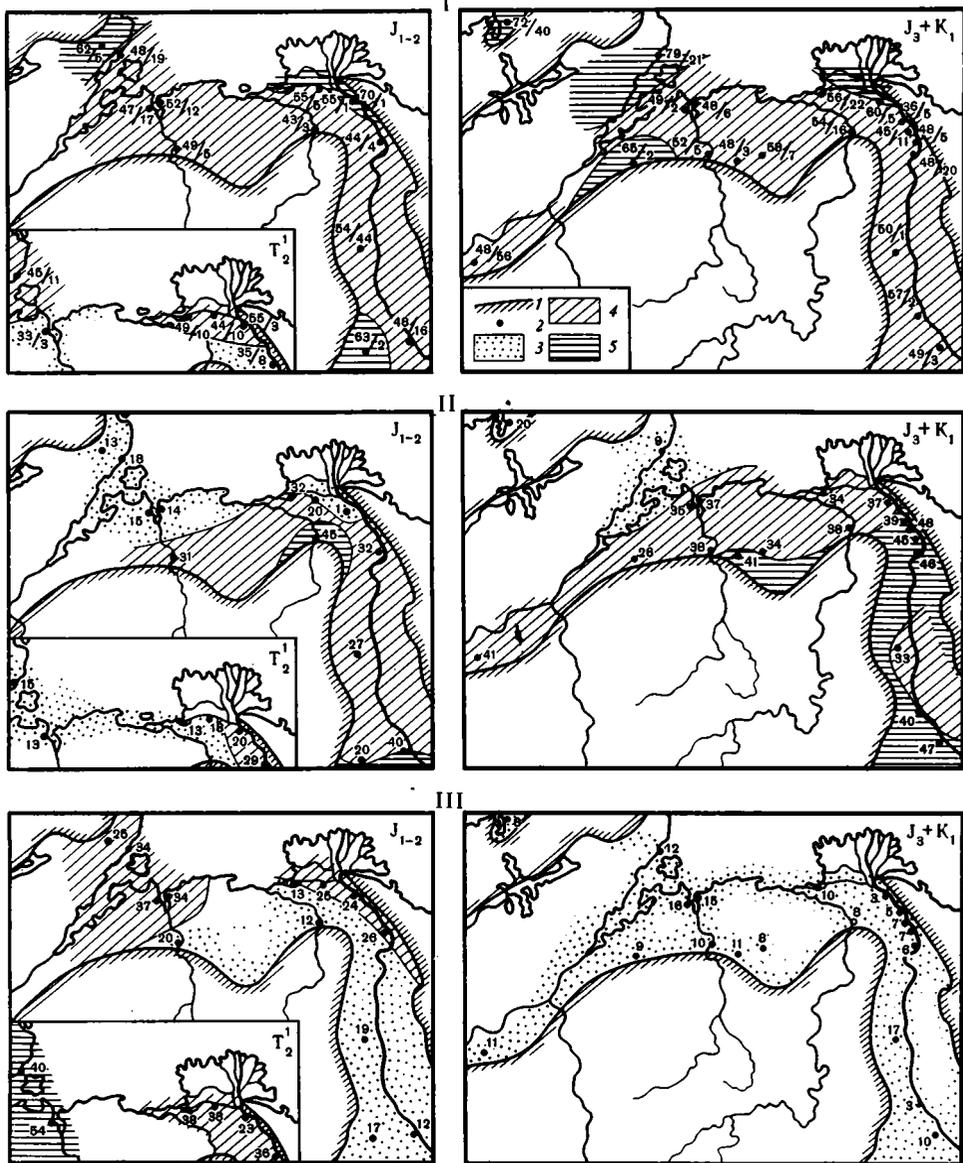
На фоне общего пестрого петрографического состава грубообломочных пород выделяются верхнетриасовые кремне-класитито-кварцевые конгломераты и гравелиты Приверхоянского прогиба (Семенов, 1969).

Изучение различных гранулометрических фракций конгломератов свидетельствует о возрастании в наиболее крупной фракции (глыбы, валуны, крупная галька) роли фрагментов малоустойчивых пород (основных эффузивов, нефелиновых сиенитов, песчаников, известняков, доломитов, гнейсов, гранитоидов) и обогащении мелких фракций устойчивыми, прежде всего кремнистыми, породами (Каплан, 1974).



Фиг. 4. Состав породообразующих компонентов алевроито-песчаных пород (по результатам изучения 720 шлифов и 619 иммерсионных определений соотношений различных групп полевых шпатов). Отложения: 1 — триасовые, 2 — ниже-среднеюрские, 3 — верхнеюрские — нижнемеловые; цифры на диаграммах: 1 — обломки пород, 2 — кварц, 3 — полевые шпаты, 4 — средние и основные плагиоклазы, 5 — калиевые полевые шпаты, 6 — кислые плагиоклазы, 7 — основные породы, 8 — осадочные и метаморфические породы, 9 — кислые породы; по углам диаграмм — 100%.

Алевроито-песчаные породообразующие компоненты. Они представлены фрагментами пород, кварца и полевых шпатов. Различные количественные сочетания этих компонентов определяют разнообразие состава мезозойских алевролитов и песчаников, включающих, по классификации В. Д. Шутова (Граувакки..., 1972), порфиритовые граувакки, разнообразные литокласты, аркозы и кварцевые песчаники (фиг. 4).



Фиг. 5. Распределение кварца, полевых шпатов и обломков пород в песчаниках анзийских (T_2^1), ниже-среднеурских (I_{1-2}) и верхнеурских — нижнемеловых (I_3+K_1) отложений

1 — границы мезозойского терригенного выполнения прогибов; 2 — пробы; содержания компонентов, %: кварц: 3 — <40; 4 — 40—60, 5 — >60; полевые шпаты: 3 — <20; 4 — 20—40; 5 — >40; обломки пород: 3 — <20, 4 — 20—40; 5 — >40; числа на схемах: средние содержания компонентов, % (числитель) и количество изученных образцов (знаменатель); I — кварц; II — полевые шпаты; III — обломки пород

Общее содержание обломков пород мало изменяется по площади прогибов (фиг. 5). Распределение различных групп обломков в целом аналогично описанному выше распределению грубообломочных компонентов. Высокие содержания зерен основных эффузивов тяготеют к трапповому полю Сибирской платформы и составляют здесь даже в основных аркозах до 30—40% от общего количества немногочисленных обломков пород. Роль устойчивых обломков велика во внутренней зоне прогибов и вблизи поля палеозойских карбонатов, фрагменты терриген-

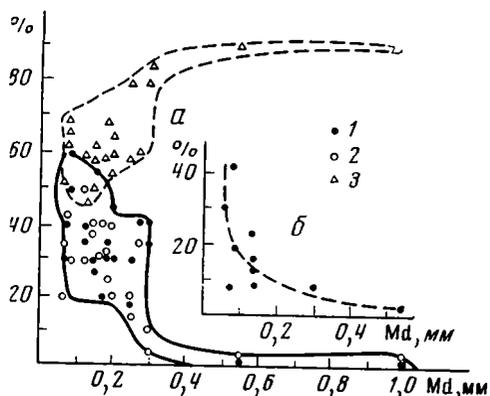
ных пород обогащают отложения Таймыра и Оленекского поднятия, зерна кислых эффузивов отмечаются в заметном количестве вблизи Таймыра и в Приверхоянском прогибе.

По сравнению с грубообломочными породами среди зерен алевритопесчаной размерности содержится меньше неустойчивых фрагментов пород — основных эффузивов и особенно известняков. Относительно возрастает доля более стойких обломков: кислых эффузивов, кварцитов, кремнистых пород. Практически отсутствуют полнокристаллические породы — гранитоиды, кристаллические сланцы, щелочные породы, дезинтегрированные на отдельные минеральные песчаные и алевритовые зерна.

Наблюдается довольно отчетливая корреляция между гранулометрическим и петрографическим составом пород. К группе собственно граувакк, включающих в изучаемых отношениях преимущественно порфи-

Фиг. 6. Зависимость содержания некоторых обломочных компонентов от крупности материала (индские отложения Восточного Таймыра). Компоненты: *a* — порообразующие; *б* — устойчивые акцессорные

1 — кварц и устойчивые акцессории (циркон, шпинель, хромпикотит, турмалин, монацит); 2 — устойчивые обломки пород (кремнистых, кварцитов, кислых эффузивов); 3 — обломки аргиллитов



ритовые граувакки и аргиллитовые литокласты, почти нацело сложенные зернами порфиритов или аргиллитов, относятся наиболее крупнозернистые песчаные разности и гравелиты. С уменьшением размерности обломков падает количество фрагментов неустойчивых пород, возрастает содержание устойчивых обломков кварца, кварцитов, силицитов, тяжелых акцессориев (фиг. 6) и наблюдается переход к кварцевым и полевошпатовым грауваккам и литокластам.

Количество и состав обломков пород заметно меняются по разрезу (фиг. 4). Максимальное содержание фрагментов пород характерно для триасовых отложений. Количество обломков падает к юрским и нижнемеловым толщам, и одновременно обломки порфиритов, обильные в триасовой части разреза, вытесняются зернами осадочных пород и кислых эффузивов.

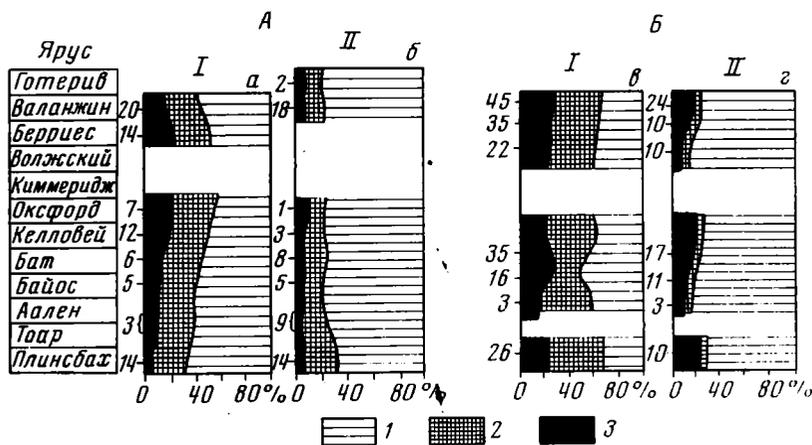
Эти изменения состава пород по разрезу хорошо увязываются с эволюцией во времени источников питания — значительной ролью основного вулканизма и трапповых образований в триасовом периоде, возрастанием роли осадочных формаций в ранне-среднеюрское время и начиная с байоса (Приверхоянский прогиб) и позднего бата (осядающая территория) — вскрытием массивов древних протерозойских и архейских кристаллических сланцев, гранитоидов и кварцитов.

Повышенные содержания полевых шпатов отчетливо тяготеют к платформе, где расположены основные массивы гранитоидов и кристаллических сланцев. Особенно много полевых шпатов в разрезах Приверхоянского прогиба.

При переходе от платформенных областей к внутренней зоне прогибов наблюдается не только сокращение количества полевых шпатов, но

и характерное обогащение полевошпатовой фракции калиевыми разновидностями (фиг. 7).

Вверх по разрезу, от триасовых к юрским — нижнемеловым отложениям, наблюдается увеличение содержания полевых шпатов и изменение соотношений различных их разновидностей внутри полевошпатовой фракции (фиг. 4). Триасовые отложения, формировавшиеся под влиянием основного вулканизма и за счет разрушения мощных трапповых обра-



Фиг. 7. Изменение среднего состава полевошпатовой фракции от периферической (I) к центральной (II) зонам юрского бассейна
 А — Анабарский район (рассчитано по данным З. З. Ронкиной); Б — Жиганский район (рассчитано по данным Б. И. Тест и З. В. Осиповой); цифры у колонок — количество изученных (в иммерсии) образцов; а — р. Анабар; б — Анабарская губа; в — реки Муна, Моторчуна, Лена; г — скважины; 1 — калиевые полевые шпаты; плагиоклазы: 2 — кислые, 3 — средние и основные

зований, содержат обильные плагиоклазы, среди которых существенную роль играют средние и основные разновидности. В нижне-среднеюрских толщах, в значительной мере возникших за счет осадочного материала, испытавшего неоднократное переотложение, господствуют кислые плагиоклазы и калиевые полевые шпаты. В верхнеюрском — нижнемеловом комплексе, в связи со вскрытием крупных массивов полевошпатсодержащих гнейсов и гранитоидов, вновь возрастает количество средних плагиоклазов.

Распределение кварца по площади прогибов довольно равномерное (фиг. 5). Постоянно обогащены кварцем разрезы Таймыра. Это обусловлено разрушением верхнепротерозойско-палеозойского терригенного комплекса и кварцевых кор выветривания. С мощными катагенетически преобразованными толщами связан основной тип кварца мезозойских отложений полуострова — чистые, без включений, одновременно угасающие, часто (до 30% кварцевой фракции) регенерированные кварцевые зерна с характерными извилистыми очертаниями.

Другая разновидность кварца, получившая распространение с ладинского века, — чистые волнисто-угасающие зерна с прямолинейными очертаниями, иногда ромбовидные и трещиноватые, изредка заключенные в основную массу микропегматитового строения. Кислые эффузивы микропегматитовой структуры с аналогичными вкрапленниками кварца очень характерны для верхнепротерозойской филлитовой серии горного Таймыра (Равич, 1954).

В приплатформенной области широко распространены изометричные кварцевые зерна с облачным до мозаичного угасанием, часто с разнообразными включениями минералов (рутила, апатита, турмалина, чешуек слюд), поступавшие, по-видимому, из кристаллических сланцев и,

судя по присутствию иногда обильного игольчатого рутила, из ассоциирующих с ними гранитоидов (Кац, Симанович, 1974).

Количество кварца увеличивается по разрезу. При этом созревание пород накладывалось на триасовый граувакковый и юрско-меловой аркозовый комплексы, обуславливая вытянутость полей обоих комплексов к кварцевой вершине классификационного треугольника (фиг. 4).

Следует отметить четкую стратиграфическую позицию горизонтов кварцевых песчаников, особенно в триасовых отложениях, где они приурочены к индским, ладинским и норийско-рэтским толщам (фиг. 2).

Количество кварца возрастает с уменьшением медианного диаметра обломков за счет сокращения доли фрагментов неустойчивых пород (фиг. 6). Одновременно улучшается отсортированность обломочного материала.

Следует также отметить тенденцию к возрастанию количества кварца и обломков устойчивых пород за счет уменьшения доли полевых шпатов в песчаниках с карбонатным цементом по сравнению с бескарбонатными породами (таблица).

Средний состав бат-келловейских карбонатных и бескарбонатных песчаников Чекуровской антиклинали, %

Песчаники	Кварц	Обломки * пород	Полевые шпаты **	Количество образцов
Карбонатные	52,5	6,5	41,0	12
Бескарбонатные	39,0	4,0	57,0	22

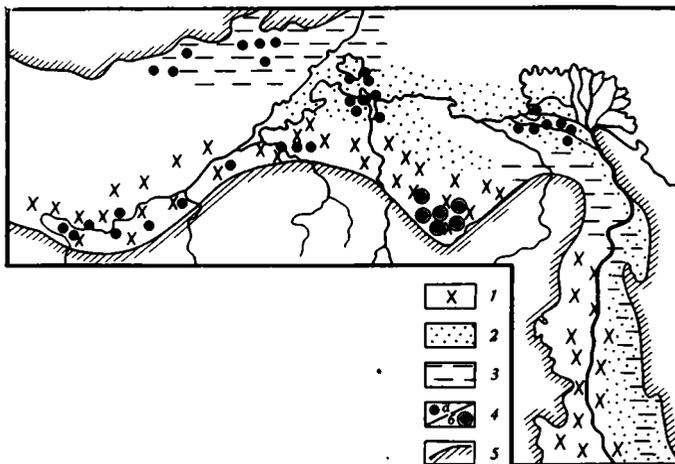
* Преимущественно кислые эффузивы и кремнистые породы.

** Плагноклазы и калиевые полевые шпаты приблизительно в соотношениях 1 : 1,5.

Тяжелые акцессории. Анализ количественных схем распределения средних содержаний тяжелых минералов по площади (Каплан, Ронкина, 1971; Каплан и др., 1972), построенных по методике В. А. Гроссгейма (1961) для каждого минерала в отдельности, по данным А. И. Кравцовой, З. В. Осиповой, З. З. Ронкиной, Б. И. Тест, Е. Г. Юдовного и автора (всего более 2000 анализов), позволяет составить принципиальную схему распределения тяжелых минералов (фиг. 8).

Эта схема, как и схемы распределения других обломочных компонентов, отражает локализацию высоких концентраций минералов вблизи их источников на древнем континенте. Значительные содержания амфиболов, рудных минералов, эпидота тяготеют к платформе, где разрушались траппы и разнообразные гнейсы и гранитоиды. Вблизи нефелиновых сиенитов Уджинского поднятия в юрских отложениях появляются эгирин, эгирин- и титан-авгит, бурый плеохронный сфен. В районе Оленекского поднятия и на Таймыре с их мощным терригенным комплексом отмечаются обильный циркон, рутил, иногда гранат и апатит, характерные для пермских отложений. Спорадически высокие концентрации апатита и моноклинных пироксенов наблюдаются вблизи Таймыра и внутренних поднятий.

Зоны повышенных концентраций минералов, как показывают количественные схемы их распределения по площади (Каплан, Ронкина, 1971; Каплан и др., 1972), образуют пятна и полосы, разделяемые областями низких содержаний. Это свидетельствует о поступлении обломочного материала в каждый данный участок бассейна непосредственно из прилегающих областей континента и отсутствии далекого вдольберегового разноса обломков. Аналогичная картина, по данным А. П. Лисицина (1966), В. П. Петелина (1957) и др., наблюдается и в современных морях.



Фиг. 8. Принципиальная схема распределения тяжелых аксессуаров в юрских и морских нижнемеловых отложениях по площади прогибов Ассоциации: 1 — эпидота, амфиболов, черных рудных минералов со сфеном с высоким (в среднем более 1—5%) выходом тяжелой фракции, 2 — слюд, лейкоксена, титанистых трудноопределимых минералов с низким (менее 1%) выходом тяжелой фракции, 3 — циркона, иногда с титанистыми минералами, ильменитом, рутилом (Таймыр) или алмандином, сфеном, апатитом (Приверхоянский прогиб, Оленекское поднятие); 4 — спорадически высокие концентрации авгита (а) и щелочных пироксенов (б); 5 — границы мезозойского терригенного выполнения прогибов

Другая особенность изменения состава тяжелой фракции по площади — смена минеральных комплексов в глубь бассейна, перпендикулярно древней береговой линии. Вблизи платформы развита магнетит-ильменит-амфиболовая ассоциация со сфеном, в центральной зоне бассейнов — лейкоксен-слюдистая ассоциация, к которой тяготеют гранаты, циркон и турмалин.

Изменение состава тяжелых фракций по разрезу хорошо увязывается с эволюцией во времени источников питания. Триасовые отложения сильно обогащены ильменитом, титанистыми трудноопределимыми минералами, хромпикотитом, спорадически — авгитом и оливином, связанными с основным эффузивным и пирокластическим материалом. В юрских и нижнемеловых толщах постепенно возрастает роль обыкновенной роговой обманки, алмандины, сфена, апатита и циркона, поступавших из осадочных толщ и кислых пород.

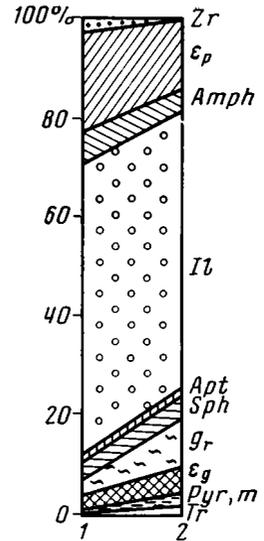
Характерные изменения в соотношении тяжелых минералов наблюдаются в различных гранулометрических фракциях пород (фиг. 9). Более крупная фракция обычно обогащена алмандином, пироксенами, турмалином, сфеном, более мелкая — эпидотом, роговой обманкой, цирконом.

ФАКТОРЫ, КОНТРОЛИРУЮЩИЕ ЭВОЛЮЦИЮ СОСТАВА ОТЛОЖЕНИИ

Состав мезозойского терригенного комплекса северных прогибов Сибири отражает влияние состава материнских пород, выветривания, дифференциации материала, постседиментационных преобразований.

Состав материнских пород. Состав исходных пород оказывал решающее влияние на состав мезозойских терригенных толщ. Об этом свидетельствует прежде всего хорошее соответствие между составом отложений и петрографических комплексов обрамления прогибов и четкая связь эволюции во времени состава пород и источников сноса.

Фиг. 9. Изменение средних содержаний тяжелых минералов в мелкопесчаной (0,1—0,25 мм) (1) и крупноалевритовой (0,05—0,1 мм) (2) фракциях юрских пород бассейна р. Удза (60 образцов, рассчитано по данным Э. В. Осиповой). Zr — циркон; Ep — эпидот, Il — ильменит; Apt — апатит; Sph — сфен, Amph — амфиболы, Gr — гранат; Eg — эгирин, Pyr — пироксены, Tr — турмалин



К трапповому полю Сибирской платформы тяготеют конгломераты с высоким содержанием обломков основных эффузивов, алеврито-песчаные породы с зернами основных эффузивов, средних и основных плагиоклазов, ильменитом, спорадически — авгитом и оливином. На Таймыре, где разрушался мощный терригенный комплекс с горизонтами кислых и основных эффузивов, накапливались конгломераты из обломков осадочных пород, литокласты, иногда с фельзитовым или пофиритовым компонентом, с характерными типами кварца, обилием кислых плагиоклазов, циркона, рутила и т. д.

Триасовые отложения, формировавшиеся под влиянием основного вулканизма и мощной трапповой формации, имеют ярко выраженный граувакковый состав. В ранне-среднеюрское время в связи с увеличением роли осадочных, в том числе и триасовых, толщ в пределах питающих провинций, а с конца средней юры в связи с вскрытием древних массивов кристаллических сланцев и гранитоидов возникают граувакко-аркозовые отложения. Верхнеюрские — нижнемеловые толщи имеют уже аркозовый состав. Определяющее влияние материнских пород на состав терригенных толщ позволило выделить терригенно-минералогические провинции и восстановить исходные петрографические комплексы в обрамлении прогибов и на погребенных выступах фундамента (Биджиев, Минаева, 1962; Минаева, Биджиев, 1967; Каплан и др., 1972; и др.).

Выветривание. Этот фактор оказывает влияние на все группы обломочных компонентов. Максимум мезозойского выветривания отвечают норийско-рэтские кварцевые гравелиты и конгломераты муосучанской свиты Западного Верхоянья. Этапам усиления выветривания соответствуют кварцевые песчаники с комплексом устойчивых аксессуариев (циркона, рутила и даже хромшпинелидов) индского, ладинского, норийско-рэтского возрастов. Искажающее влияние выветривания на состав исходных пород улавливается и при меньшей его интенсивности. Примером является обогащение кварцевым материалом индских, верхнеанизийских, нижнекарнийских, нижнемеловых отложений и характерный дефицит некоторых малоустойчивых тяжелых минералов в осадочных породах. Особенно показательны данные о распространении гиперстена и амфиболов в гнейсах Анабарского массива и их осадочных производных. Гиперстен характерен для пород гранулитовой фации, развитых на большей части территории массива, и является абсолютно преобладающим темноцветным минералом метаморфического комплекса (Рабкин, 1959). Амфиболы присутствуют в гнейсах амфиболитовой фации, амфиболитах и биотит-амфиболовых гранитоидах, занимающих значительно меньшую площадь. А в верхнеюрских и нижнемеловых аркозах Хатангского и Лено-Анабарского прогибов, формировавшихся за счет гнейсов и гранитоидов массива, гиперстен наблюдается в виде незначительной примеси, в то время как амфиболы составляют десятки процентов тяжелой фракции.

Дифференциация материала. Дифференциация материала по крупности, удельному весу, абразивной и химической устойчивости в различной мере затрагивает все рассматриваемые компоненты.

Дифференциация по первоначальной крупности зерен, по-видимому, отчасти обуславливает обогащение мелкой фракции конгломератов обломками кремней, поступавших из карбонатных пород и миндалинов основных эффузивов и обладавших небольшими первоначальными размерами; отсутствие в алевролитах и песчаниках обломков крупнокристаллических пород; обогащение более крупной фракции песчаников алмазидом, пироксенами, турмалином, сфеном, более мелкой — эпидотом, роговой обманкой, цирконом. С последним наблюдением согласуются данные Ф. И. Петтиджона, Д. Риджа, Р. Рассела (современные аллювиальные пески), К. Синдовского, В. П. Петелина (современные морские пески), В. Н. Шванова, М. К. Калинин, И. С. Мустафаева, Р. А. Биджиева, Н. С. Окновой и других исследователей (разновозрастные и разнофациальные ископаемые отложения). Во всех случаях, за немногими исключениями, наблюдается постоянное тяготение к крупным фракциям гранатов, турмалина, андалузита, сфена, ставролита, дистена, к мелким фракциям — циркона, рутила, апатита, очень часто эпидота и амфиболов, иногда ильменита и магнетита. Минералы, концентрирующиеся в крупных фракциях, особенно метаморфические минералы, имеют первоначальные крупные размеры в материнских породах.

Значение дифференциации материала по крупности подтверждается исследованием опорного разреза верхнеюрских — нижнемеловых отложений р. Боярка (Каплан и др., 1974) методами математической статистики.

По данным факторного анализа, здесь, в южной части Хатангского бассейна, наблюдается отчетливое пространственное разделение различного по крупности материала из разных источников: наиболее близкие к берегу фации обогащены более крупнозернистыми продуктами разрушения метаморфического комплекса Анабарского массива (гранатом, сфеном, амфиболами, кварцем, калиевыми полевыми шпатами и т. д.), а более удаленные от берега тонкие осадки содержат больше продуктов разрушения терригенных пород и трапповых образований (хлорита, циркона, турмалина, титанистых трудноопределимых минералов).

Влияние формы минеральных зерен на их дифференциацию невелико. Об этом свидетельствует обогащение крупных фракций изометричными (гранаты, сфен) и уплощенными (пироксены) или удлинненными (дистен, турмалин) обломками.

«Когда пески гранулометрически отсортированы хорошо и очень хорошо, как это имеет место, например, на пляже, действие гранулометрического отбора практически прекращается и начинается отбор, главным образом, по удельному весу» (Страхов, 1960, стр. 64). Этот фактор затрагивает преимущественно тяжелые минералы в связи со значительным разнообразием их удельных весов. Дифференциацией по удельному весу обусловлено некоторое обогащение мелких фракций песчаников такими тяжелыми минералами, как рутил, циркон, иногда ильменит и магнетит; возникновение линзочек естественного шлиха с содержанием тяжелой фракции до 50%, особенно характерных для прибрежных верхнеюрских и нижнемеловых отложений бассейнов рек Хатанга и Анабар; резкое уменьшение выхода тяжелой фракции от процентов — десятков процентов в прибрежной зоне до десятых долей процента в центральной части бассейна и ее обогащение легкими и плавучими слюдами (фиг. 8). Данные факторного анализа (Вистелиус, Романова, 1969; Каплан и др., 1974) свидетельствуют о том, что дифференциация по удельному весу является следующим (после состава материнских пород и размера обломочных зерен) по значению фактором, определяющим состав тяжелых фракций пород. Дифференциация затрагивает и легкие компоненты: в прослоях, обогащенных тяжелыми минералами, концентрируются и наиболее тяжелые порообразующие зерна — фрагменты пород, плагиоклазы, глауконит (Каплан и др., 1974).

Наименее выяснена роль дифференциации материала по абразионной и химической устойчивости. Влиянию этого фактора придают обычно небольшое значение (Pettijohn, 1957; Коссовская, 1962; Pettijohn et al., 1972). Н. М. Страхов (1960) и А. Г. Коссовская (1962), проанализировав материал по аллювиальным отложениям, показали, что процессы транзитного переноса осадков не оказывают существенного влияния на их минеральный состав. Об этом свидетельствуют данные Р. Рассела по р. Миссисипи, А. Г. Коссовской по р. Алдан, Н. В. Логвиненко по р. Днепр и наблюдения многих других геологов. Во всех случаях при переносе на сотни и тысячи километров не происходит принципиальных изменений в составе тяжелой фракции и сохраняются даже такие малоустойчивые компоненты, как амфиболы и пироксены. Как отмечает А. Г. Коссовская (1962), данные Фрейзе, Тайла, Аллинга и других исследователей говорят о небольшой потере веса обломочными зернами в опытах, соответствующих переносу на многие тысячи километров.

Целый ряд наблюдений свидетельствует, однако, о влиянии на состав изучаемых отложений дифференциации материала по абразионной и химической устойчивости. Это подтверждает обогащение мелких фракций конгломератов абразионно и химически устойчивыми кремнистыми породами; резкое уменьшение с падением медианного диаметра зерен количества малоустойчивых обломков порфиритов и аргиллитов в песчаных породах при параллельном возрастании доли кварца, силицитов, а в тяжелой фракции устойчивых аксессуариев; характерные изменения в составе полевошпатовой и тяжелой фракций по площади бассейна — возрастание к его центральной зоне роли калиевых полевых шпатов, иногда устойчивых аксессуариев (циркона, граната) и титанистых минералов — продуктов изменения ильменита, титаномагнетита, сфена и триоктаэдрических слюд.

Значительно более отчетливое влияние дифференциации материала по абразионной и химической устойчивости в бассейновых осадках по сравнению с континентальными обусловлено многократно более интенсивной переработкой обломочного материала в бассейновых условиях.

Интересные экспериментальные данные о влиянии абразионной устойчивости на дифференциацию минералов получили В. Дж. Моррис и П. Фэн (Morris, Fan, 1962). Смесь кварца и полевых шпатов, в которой размеры зерен и количественные соотношения минералов отвечали составу гранита, в опытах, соответствовавших переносу на 180 миль, шестикратно теряла в весе. При этом первоначальные почти одинаковые соотношения кварца и полевых шпатов сменялись двукратным преобладанием кварца. По-видимому, в природных условиях при разнообразии сочетаний размеров и количественных соотношений минеральных типов зерен возможны очень разные по масштабам изменения состава осадка под влиянием абразии.

Сравнение ареалов распространения минералов с положением их возможных источников и границами палеобассейнов (учитывая незначительные масштабы дифференциации при транзитном переносе на континенте) позволяет ориентировочно оценить порядок дифференциации, отражающий суммарное воздействие первичных размеров зерен, их удельного веса, абразионной и химической устойчивости.

Ареал распространения эгирина, эгирин- и титан-авгита (источник — щелочные породы Уджинского поднятия) в нижнеюрских отложениях бассейна р. Уджа — около 50 км; оливина, авгита, основных плагиоклазов в триасовых отложениях Чекуровской антиклинали — 70—80 км от их возможных источников на Оленекском поднятии; средних плагиоклазов, обыкновенной роговой обманки, ильменита и магнетита, эпидота, сфена (источник — разнообразные петрографические комплексы Сибирской платформы) от границ юрских палеобассейнов — 150—200 км. Внутри этой группы минералов наблюдается совершенно отчетливое

тяготение амфиболов по сравнению с эпидотом к более грубым прибрежным отложениям. Ареал распространения граната, циркона, апатита, турмалина, кварца, кислых плагиоклазов, калиевых полевых шпатов, лейкоксена, титанистых трудноопределимых минералов и слюд захватывает всю область мезозойской седиментации (расстояние от береговых линий до центральных частей палеобассейнов до 300—350 км), причем для четырех последних групп минералов всегда характерна яркая тенденция к возрастанию относительных содержаний во внутренних зонах бассейна.

Таким образом, наблюдается такая последовательность распределения минералов по площади, связанная с их дифференциацией: оливин, пироксены, основные плагиоклазы — средние плагиоклазы, ильменит, магнетит, сфен, амфиболы, эпидот (а внутри группы амфиболы — эпидот) — гранат, циркон, апатит, турмалин, кислые плагиоклазы, кварц, калиевые полевые шпаты, титанистые минералы, слюды. Ширина зоны, характеризующейся наибольшим минеральным разнообразием, составляет 150—200 км.

В целом явления дифференциации обуславливают глубокие изменения в составе пород, способствуют его упрощению. Формирующиеся при этом минеральные ассоциации соответствуют «терригенно-минералогическим» фациям Л. В. Пустовалова (1947).

Постседиментационные преобразования. Изменения на стадиях диагенеза и катагенеза мало отразились на обломочной части пород. Они практически не повлияли на грубообломочный материал. Зерна алевро-песчаной размерности затронуты явлениями серицитизации, пелитизации, соскюритизации, хлоритизации и карбонатизации (особенно обломки плагиоклазов и эффузивов), начального растворения с возникновением конформно-регенерационных структур, типичных для кварцевых песчаников и аркоз наиболее катагенетически преобразованных отложений складчатой ветви Приверхоанского прогиба. Для граувакк и литокласт складчатых зон характерно также раздавливание мягких обломков основных эффузивов и алевро-глинистых пород и возникновение хлоритово-глинистых цементов механического заполнения. Карбонатный метасоматоз на стадиях диагенеза и катагенеза определяет тенденцию к возрастанию количества кварца и обломков устойчивых пород в песчаниках с карбонатным цементом по сравнению с бескарбонатными породами.

Начальными явлениями растворения обусловлено появление зачаточной черепитчатой поверхности на зернах альмандин и пильчатых ограничений у обломков амфиболов и пироксенов (Коссовская, 1962) в разрезах складчатой ветви Приверхоанского прогиба.

По-видимому, часть обломочных компонентов была полностью растворена или замещена на постседиментационном этапе, однако количественно оценить масштабы этих явлений затруднительно. В целом же диагенетические и катагенетические преобразования (при уровне изменений, отвечающих верхам средней зоны катагенеза) не привели к принципиальной перестройке состава обломочных пород.

Особенно показательным в этом отношении распространение нередко обильных малоустойчивых компонентов — основных и средних плагиоклазов, палагонита, основных вулканических стекол, оливина, пироксенов, глаукофана, актинолита и тремолита, обыкновенной роговой обманки, минералов группы эпидота (пистацита, цоизита, клиноцоизита, пьомонтита), сфена, гранатов из группы пиральспитов и т. д.

В качестве примера отметим присутствие моноклиновых пироксенов (до 11%) и оливина (до 2—3%, данные Б. И. Тест) в триасовых отложениях Чекуровской антиклинали, ромбических (гиперстен) и моноклиновых (эгирин, авгит, диопсид) пироксенов (до 10—15%) в нижнеюрских отложениях Уджинского района, моноклиновых пироксенов (до 50—70%,

данные Б. И. Тест) в среднеюрских отложениях Оленекской протоки, оливина (до 5%) и пироксенов (до 60—70%) в юрских и нижнемеловых породах Анабарской губы и о. Бегичева (Ронкина, 1965).

Малоустойчивые минералы встречены не только в мезозойских, но и в более древних толщах северных районов Сибири. Здесь от Таймыра до Лены, от синия до мела присутствуют гранаты, сфен, оливин, эпидоты, пироксены и амфиболы иногда до десятков процентов (Ронкина, Юдовный, 1965). Эти минералы наблюдаются на Таймыре в палеозое (Даминова, 1958), а также в верхнепротерозойских толщах, представленных филлитизированными серицит-хлоритовыми сланцами и сливными песчаниками (Соболевская, Мильштейн, 1961). В последних обнаружено до 39% оливина, до 22% амфиболов группы актинолита — тремолита, до 6% эпидота, до 4% моноклинных и ромбических пироксенов, зерна эгирина и обыкновенной роговой обманки.

Присутствие неустойчивых минералов выявлено в последние годы в разновозрастных (в том числе и древних) отложениях различных районов. Н. С. Окнова (1972), рассмотрев результаты более 110 тыс. анализов тяжелых фракций, указывает на распространение пироксенов, эпидота и амфиболов по всему разрезу фанерозоя Русской платформы. Эгирин и другие пироксены встречены в ордовике (ранний метагенез) Новой Земли и Пай-Хоя.

Все это свидетельствует о том, что явления внутрислойного растворения, описанные Ф. И. Петтиджоном (Pettijohn, 1957), А. Г. Коссовской (1962) и др., не обязательно приводят к полному уничтожению неустойчивых минералов. По-видимому, нередко специфические условия (возможно, запечатывания минералов в замкнутых порых), в которых малоустойчивые компоненты в заметных количествах сохраняются неограниченно долгое время (во всяком случае, в течение всего фанерозоя) даже в интенсивно преобразованных осадочных толщах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение обломочных компонентов отложений крупного морского бассейна, существовавшего в гумидной зоне северной Сибири на протяжении большей части мезозоя, свидетельствует об отчетливой эволюции их состава во времени (по разрезу) и пространстве (по площади).

Эволюция состава отложений во времени выражается в смене триасовых граувакковых толщ ниже-среднеюрскими граувакко-аркозовыми и верхнеюрскими — нижнемеловыми аркозовыми отложениями. Изменчивость состава отложений по площади выражается в тяготении к платформенной зоне прогибов аркозового, основного эффузивного, литокластического материала, обогащении мезозойских толщ Таймырской области продуктами разрушения терригенных пород и кислых эффузивов, присутствии во внутренней зоне прогибов смешанного материала, нередко упрощенного состава, как правило обогащенного измененными и устойчивыми компонентами.

Эти особенности эволюции состава отложений во времени и пространстве хорошо согласуются с изменчивостью состава материнских пород.

Изменение состава отложений по разрезу обусловлено сокращением роли основного вулканизма и трапповой формации, возрастанием роли осадочных пород, а с конца средней юры, в связи с углублением эрозийного среза, кристаллических сланцев и гранитоидов в качестве источников питания. Изменение состава отложений по площади отражает присутствие на платформе трапповых образований, массивов кристаллических пород, мощных осадочных толщ, широкое распространение на Таймыре протерозойско-палеозойских терригенных отложений с горизонтами эффузивов, смешение в центральной зоне прогибов обломочного

материала из различных областей и влияние внутренних источников питания.

Таким образом, выявляется ведущая роль материнских пород в формировании состава рассматриваемых терригенных комплексов. Это позволило выделить петрографо-минералогические провинции и восстановить состав питающих петрографических комплексов в пределах Сибирской платформы, Таймыра, внутренних выступов фундамента.

Заметное влияние на состав отложений оказывали также выветривание, дифференциация материала по гранулометрии, удельному весу, абразивной и химической устойчивости, постседиментационные преобразования. Эти факторы в основном способствуют упрощению состава обломочных компонентов, обуславливая появление горизонтов высокозрелых пород и обогащение центральной зоны бассейна тонким, легко транспортирующимся измененным и устойчивым веществом. Искажающее влияние этих факторов на состав исходного обломочного материала возрастает в ряду псефитовые — псаммо-алевритовые породообразующие — тяжелые акцессорные компоненты.

ЛИТЕРАТУРА

- Берлин Т. С., Найдин Д. П., Сакс В. Н., Тейс Р. В., Хабаков А. В. Климаты в юрском и меловом периодах на севере СССР по палеотемпературным определениям.— Геология и геофизика, 1966, № 10.
- Биджиев Р. А., Минаева Ю. И. Источники сноса в период формирования юрских отложений Приверхоянского прогиба и прилегающей части Вилюйской синеклизы.— В кн.: Материалы по региональной геологии. Тр. ВАГТ, М., 1962, вып. 8.
- Вистелиус А. Б., Романова М. А. Об основных факторах, определяющих состав современных песков Заунгузских Каракумов.— Докл. АН СССР, 1969, т. 188, № 1.
- Выветривание и литогенез. М., «Недра», 1969.
- Граувакки. М., «Наука», 1972.
- Гроссгейм В. А. История терригенных минералов в мезозое и кайнозое. Л., Гостоптехиздат, 1961.
- Даминова А. М. Возраст комплекса кристаллических сланцев Таймырского полуострова.— Сов. геол., 1958, № 58.
- Ильина В. И. Климат Западной и Средней Сибири в раннеюрскую эпоху по палинологическим данным.— Геол. и геофиз., 1969, № 10.
- Каплан М. Е. Критерии, используемые при выделении зон катагенеза в терригенных отложениях.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 11.
- Каплан М. Е. Состав юрских базальных конгломератов и раннеюрские петрографические провинции севера Восточной Сибири.— Докл. АН СССР, 1974, т. 218, № 1.
- Каплан М. Е., Ронкина З. З. Распределение тяжелых минералов в морских осадках мезозойских бассейнов севера Сибири.— Докл. АН СССР, 1971, т. 199, № 4.
- Каплан М. Е., Кноринг Л. Д., Юдовный Е. Г. Условия формирования морских терригенных отложений по данным факторного анализа.— Сов. геология, 1974, № 4.
- Каплан М. Е., Ронкина З. З., Королева Р. В. Юрские терригенно-минералогические провинции севера Сибири.— Геол. и геофиз., 1972, № 9.
- Кац М. Я. Симанович И. М. Кварц кристаллических горных пород. М., «Наука», 1974.
- Коссовская А. Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Коссовская А. Г., Шутсов В. Д. Проблема эпигенеза.— В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. М., «Наука», 1971.
- Лисицин А. П. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. М., «Наука», 1966.
- Минаева Ю. И., Биджиев Р. А. Источники сноса в юрский период на севере Приверхоянского прогиба.— Геол. и геофиз., 1967, № 4.
- Окнова Н. С. Распространение терригенных акцессорных минералов в породах осадочного чехла Русской платформы.— Докл. АН СССР, 1972, т. 202, № 2.
- Петелин В. П. Минералогия песчано-алевритовых фракций осадков Охотского моря.— В кн.: Геологические исследования в дальневосточных морях. Тр. ИО АН СССР. М., 1957, т. 22.
- Пустовалов Л. В. О терригенно-минералогических фациях.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1947, т. 22, вып. 5.
- Рабкин М. М. Геология и петрология Анабарского кристаллического щита. Л., Госгеолтехиздат, 1959.
- Равич М. Г. Докембрий Таймыра. Л.— М., Водтрансиздат, 1954.

- Ронкина З. З. Вещественный состав и условия формирования юрских и меловых отложений севера Центральной Сибири. Л., «Недра», 1965.
- Ронкина З. З., Юдовный Е. Г. О минералогическом составе осадочных пород севера Центральной Сибири.— Уч. зап. НИИГА, сер. регион. геол., 1965, вып. 5.
- Семенов В. П. Литология и стратиграфическое положение «горизонта кварцевых песчаников» Западного Верхоянья.— В кн.: Лено-Вилуйская нефтегазоносная провинция. М., «Наука», 1969.
- Соболевская Р. Ф., Мильштейн В. Е. К вопросу о стратиграфии синийских отложений на Центральном Таймыре.— В кн.: Сборник статей по геологии и нефтегазоносности Арктики. 1961, Тр. НИИГА. Л., т. 125, вып. 17.
- Совещание по биостратиграфии морского мезозоя Сибири и Дальнего Востока.— Геол. и геофиз., 1972, № 7.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. II. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Morris V. J., Fan P. F. Abrasion effects on across mixtures.— Sediment Petrol., 1962, v. 32, No. 2.
- Pettijohn F. I. Sedimentary rocks. N. Y., 1957.
- Pettijohn F. I., Potter P. E., Siever R. Sands and sandstones. N. Y., Springer, 1972.

ВНИГРИ
Ленинград

Дата поступления
3.VI.1975

УДК 551.263.036:551.735 + 553.492.1 (140.5)

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ВИЗЕЙСКИХ БОКСИТОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОГО ТИМАНА

*В. В. ВОРОНЦОВ, М. В. ГОРБАТЕНКОВА, Л. С. ДЮФУР,
Н. Н. ПЕТРОВА*

Бокситоносные отложения приурочены к визейской терригенной толще. Повсеместно в ее основании залегают осадки континентальной группы фаций, над ними — переходной, еще выше — морской. Таким образом, толща представляет собой единый трансгрессивный цикл осадков. На площади состав каждой группы не остается постоянным, что связано с палеоландшафтными различиями осадконакопления. В соответствии с этим выделяются два основных типа разреза (по условиям образования континентальной части разреза толщи): прибрежно-морской и внутриконтинентальный. На основе фациального анализа реконструируется палеогеография Южного Тимана для эпохи визейского бокситонакопления и выделяются характерные палеоландшафтные зоны. Устанавливается закономерная связь размещения рудных залежей с палеоландшафтными условиями седиментации, что дает возможность обосновать фациально-палеогеографические поисковые критерии.

СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗА ПРОДУКТИВНОЙ ТОЛЩИ

В 1951 г. среди отложений нижнего карбона Южного Тимана были встречены породы, содержащие минералы свободного глинозема. Это послужило основанием для постановки поисковых на бокситы буровых работ, в результате которых к настоящему времени здесь выявлен крупный бокситоносный бассейн (Абрамов, 1970). Рудные залежи приурочены к терригенной толще, содержащей бобриковской и тульской палинологические спектры и поэтому датируемой визейским возрастом. Эта толща залегает с размывом на фаменских глинисто-карбонатных породах, а перекрывается алексинскими доломитами и известняками, с которыми связана постепенным переходом. Мощность ее до 60—80 м.

Все разновидности пород терригенной толщи по комплексу первичных признаков осадка группируются в литогенетические типы. По характеру сочетания, особенностям взаимных переходов и последовательности смены в разрезе и на площади этим типам дается фациальная трактовка. Выделяемые фации объединяются в три группы: континентальную, переходную и морскую (таблица).

Континентальные породы повсеместно залегают в основании толщи. Вверх по разрезу они сменяются переходными, которые перекрываются морскими. Таким образом, толща представляет собой единый трансгрессивный цикл осадков. Однако на площади состав осадков каждой группы не остается постоянным, что связано с палеоландшафтными различиями седиментации. В соответствии с этим выделяются два основных типа разреза терригенной толщи: пuzлинский и кедвинский. Первый характерен для самых южных районов Южного Тимана, второй — для его северной части.

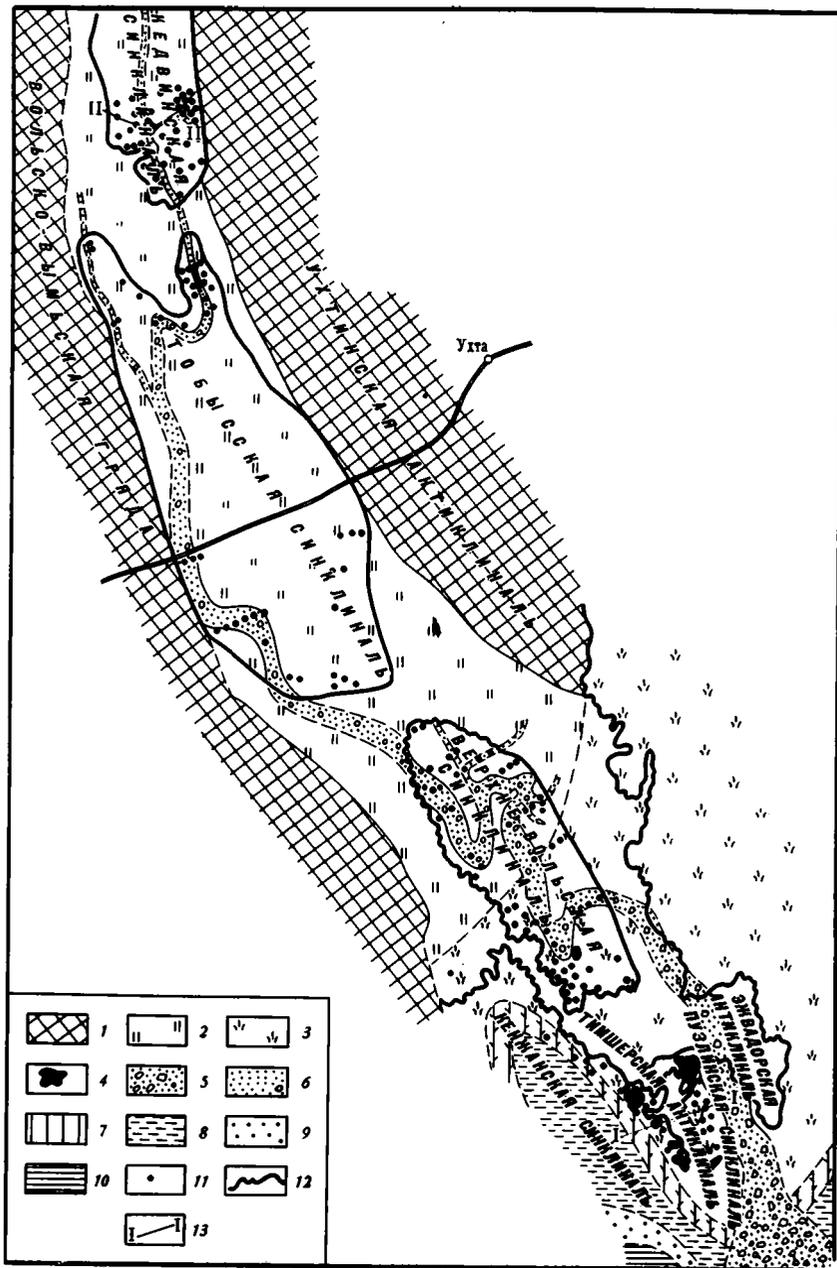
Сравнительная фаціальная характеристика основных типов разреза терригенной толщи:

Пузлинский тип разреза, фація	Кедвинский тип разреза, фація	Комплекс фаций	Группа фаций
1. Элювиально-делювиальная	1. Элювиально-делювиальная	Водораздельных пространств	Континентальная
2. Заиливающихся и заболачивающихся водоразделов приморской низменности	2. Водораздельно-склоновая		
3. Удаленных от берега застойных участков мелководного озера		Пресноводно-озерный	
4. Прибрежных проточных участков мелководного озера			
5. Делювиально-пролювиальных выносов в мелководное озеро	3. Делювиально-пролювиальных выносов в долину, ложину, балку		
6. Заболачивающегося озера	4. Русла водотока, временного и постоянного	Долинный	
7. Пристрелковой части речного русла	5. Прируслового подмыва и обрушения		
8. Пойменно-старичная	6. Пойменная	Лагунный	
9. Заболоченных почв поймы		Барьерный	
10. Приморских болот типа мангровых зарослей		Прибреговой зоны открытого побережья	
11. Застойных и зарастающих прибрежных участков лагуны	7. Подвижного прибрежного мелководья		Переходная
12. Внутренней зоны лагуны	8. Относительно застойного прибрежного мелководья		
13. Внешней приборовой зоны лагуны	9. Мелководья на незначительном удалении от суши	Морского мелководья на незначительном удалении от суши	Морская
14. Баров, пересыпей, кос	10. Мелководья на значительном удалении от суши	Морского мелководья на значительном удалении от суши	
15. Подвижного мелководья на внешнем склоне бара			
16. Западных участков на внешнем склоне бара			
17. Мелководья на значительном удалении от суши			

Пузлинский тип разреза распространен в Пузлинской синклинали, на крыльях Эжвадорской и Тимшерской антиклиналей и в южной трети Верхне-Вольской синклинали (фиг. 1). По условиям образования своей нижней, континентальной части этот тип является прибрежно-континентальным. Для него характерно присутствие белых и пепельно-серых бокситов озерного генезиса, обилие в осадках континентальных и переходных фаций растительного материала, преобладание в морской части разреза среди карбонатных пород известняков над доломитами. В типе выделяются два подтипа: аллювиальный (фиг. 2, скв. 149, 150, 161) и прибрежно-равнинный (фиг. 2, скв. 173, 282, 145 и др.).

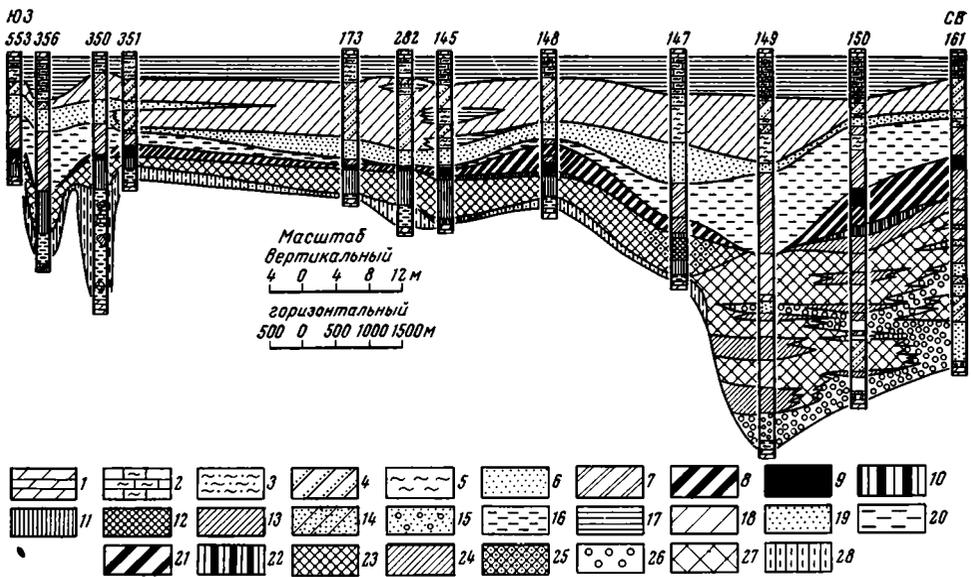
Аллювиальный подтип приурочен к глубокому (до 40—50 м) врезу в поверхности фаменских глинисто-карбонатных пород, соответствующему магистральной долине палеореки и выполненному мощным комплексом алевроито-песчаных осадков. Ширина вреза около 3 км. Характерная особенность подтипа — отсутствие рудных залежей и повышенная мощность терригенной толщи.

Прибрежно-равнинный подтип отличается однообразным бёмитовым и каолиновым составом пород в своей континентальной части, при-



Фиг. 1. Палеогеографическая схема Южного Тимана для визейского этапа бокситообразования

1 — приподнятая волнистая денудационная равнина; 2 — слабосхолмленная внутриконтинентальная, эрозивно-аккумулятивная низменность; 3 — приморская озерно-аккумулятивная низменность; 4 — мелководные озера с накоплением глиноземистого (бёмитового) осадка; 5 — магистральная речная долина; 6 — верховья речных долин, ложбины, овраги, балки часто с накоплением глиноземистого (гипбситового) осадка; 7 — приморские болота типа мангровых зарослей (вертикальная сплошная штриховка на фиг. 1 с поперечными черточками соответствует условному обозначению № 7); 8 — лагуны; 9 — бары, пересыпи, косы; 10 — море; 11 — скважины, вскрывающие терригенную толщу; 12 — современная граница распространения терригенной толщи; 13 — линии профилей



Фиг. 2. Литолого-фациальный профиль визейской терригенной толщи по линии I—I (фиг. 1)

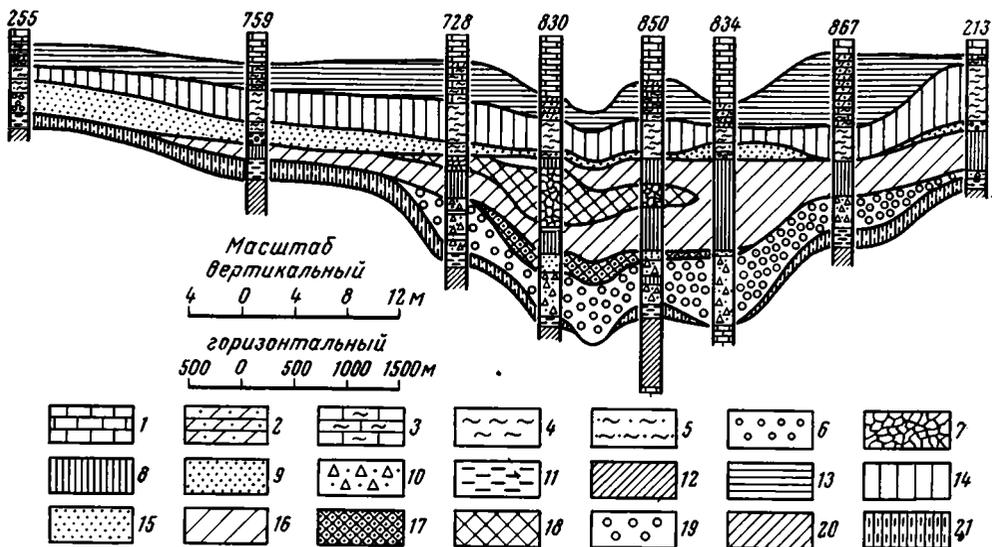
Литогенетические типы пород в разрезах: 1 — карбонатные породы почвы и кровли, 2 — карбонатные глины, 3 — пестроцветные карбонатно-гидрослюдистые глины и алевролиты, 4 — пестроцветные алевроито-песчаные породы, 5 — гидрослюдисто-каолинитовые глины, 6 — разнозернистые песчаники и алевролиты, 7 — сероцветные глинисто-алевритовые породы, 8 — углистые и слабоуглистые аргиллиты, 9 — угли, 10 — углистые аллиты, 11 — пелитоморфные каолинитовые аргиллиты, 12 — песчаниковидные аллиты и бокситы, 13 — каолинитовые глинистые породы, 14 — песчано-алевритовые породы, 15 — разнозернистые песчаники с гравием и галькой; 16 — пестроцветные глинистые породы каолинит-гидрослюдистого состава; фации между разрезами: 17 — мелководье на значительном удалении от суши, 18 — прибрежное мелководье, 19 — бары, пересыпи, косы, 20 — лагуны, 21 — приморские болота, 22 — заболоченные озера, 23 — озерно-аккумулятивная низменность, 24 — заболоченные почвы поймы, 25 — мелководные озера, 26 — русло, 27 — пойма, 28 — переотложенные коры выветривания; числа над колонками — номера скважин

сутствием бокситов, залежи которых имеют блюдцевидную форму, сравнительно небольшой мощностью всей терригенной толщи.

Кедвинский тип разреза распространен в Кедвинской и Тобынской синклиналях, а также в северных районах Верхне-Вольской синклинали. По условиям образования нижней, континентальной пачки этот тип внутриконтинентальный. Он отличается гиббситовым составом бокситов, преобладанием по всей терригенной толще пестроцветных пород, отсутствием обугленного растительного материала, преимущественно доломитовым составом карбонатных пород в морской части разреза. В этом типе также выделяются два подтипа: аллювиально-пролювиальный, или долинный (фиг. 3, скв. 834 и др.), и водораздельный (фиг. 3, скв. 213, 255, 759).

Первый связан тоже с врезом в девонском ложе, но менее глубоким — до 10—15 м. Он соответствует верховьям долины реки, ложбинам, оврагам и балкам в палеорельефе. В условиях внутриконтинентального режима осадконакопления именно в этих отрицательных формах рельефа происходила аккумуляция бокситового материала. Поэтому рудные залежи, связанные с рассматриваемым подтипом, имеют лентовидную форму и относятся к долинному типу.

Водораздельный подтип отличается незначительной (до первых метров) мощностью или полным отсутствием континентальной части терригенной толщи. Бокситы в разрезах подтипа отсутствуют.



Фиг. 3. Литолого-фациальный профиль визейской терригенной толщи по линии II—II (фиг. 1)

Литогенетические типы пород в разрезах: 1 — карбонатные породы почвы и кровли, 2 — глинистые доломиты, 3 — карбонатно-глинистые породы, 4 — гидрослюдисто-каолиновые глинистые породы, 5 — каолиновые глины с оолитами и бобовинами, 6 — оолито-обломочные каолиновые породы, 7 — брекчиевидные гиббсит-каолиновые породы, 8 — пелитоморфные каолиновые и гиббсит-каолиновые породы, 9 — песчаниковидные каолинит-гиббситовые породы, 10 — оолито-бобово-обломочные каолиновые породы, 11 — пестроцветные глины каолинит-гидрослюдистого состава, 12 — известковистые аргиллиты субстрата; фации между разрезами: 13 — мелководье на значительном удалении от суши, 14 — прибрежное мелководье, 15 — прибереговая зона, 16 — пойма, 17 — русло, 18 — прирусловая брекчия, 19 — делювиально-пролювиальные шлейфы в речной долине, 20 — склоны водоразделов; 21 — переотложенные коры выветривания; числа над колонками — номера скважин

ПУЗЛИНСКИЙ ТИП РАЗРЕЗА

Континентальная группа фаций. Комплекс фаций водораздельных пространств. 1. *Фация элювиально-делювиальная.* Ее осадки сходны в пузлинском и кедвинском типах разреза. Это пестроцветные, иногда слабо известковистые гидрослюдистые и каолинит-гидрослюдистые глины. Залегают непосредственно на поверхности девонского ложа, отсутствуя лишь в основании глубоких речных врезов. Мощность около 3 м, в карстовых полостях — до 11—15 м.

В генетическом отношении глины неоднородны: нередко в одном разрезе есть элювиальные и делювиальные разности. Первые связаны постепенным переходом с известковистыми плитчатыми и горизонтально-слоистыми аргиллитами девонского субстрата, сохраняют их реликтовые тонколистоватые и листовато-чешуйчатые текстуры, часто пятнистые; вторые залегают с резким эрозийным контактом на подстилающих породах, содержат вблизи подошвы желваки, гальку и обломки фаменских известняков, отличаются комковатыми или массивными текстурами. В карстовых полостях пестроцветные глины включают крупные глыбы девонских пород, представляющих собой брекчии обрушения (фиг. 2, скв. 350).

Соотношения глин и подстилающих пород свидетельствуют, что они являются продуктами выветривания и переотложения девонских глинистых известняков и аргиллитов. Это же подтверждается близостью химического состава, включая элементы-примеси пестроцветных глин, фаменских аргиллитов и нерастворимого остатка известняков. Отличи-

тельной особенностью первых является более высокое содержание глинозема и гидроксильной воды при одновременном снижении роли кремнезема, калия и магния, что характеризует процесс замещения гидрослюда каолинитом. Это же замещение наблюдается и в шлифах — в глинах появляются червеобразные сростки каолинита, развивающегося по чешуйкам гидрослюда. С вышележащими породами пестроцветные глины, как правило, связаны постепенным переходом.

2. *Фация заиливающихся и заболачивающихся водоразделов приморской низменности.* К ней относятся светло-серые каолиновые глины и аргиллиты, неслоистые или, реже, скрытогоризонтальнослоистые, с мелким обуглившимся растительным детритом, среди которого преобладают расположенные вертикально остатки стебельков и корешков, с рассеянными мелкими кристалликами сульфидов железа. Характерно довольно высокое содержание глинозема — до 30—35%. Иногда породы приобретают коричневатый оттенок в результате слабой сидеритизации. В некоторых разновидностях присутствуют в количестве до 10% мелкие светлые оолиты, сложенные каолинитом и гётитом, и бобовины каолинового состава до 1 мм в поперечнике. В качестве примеси иногда отмечается бёмит. Мощность около 4 м.

Рассматриваемые осадки слагают континентальную часть разреза терригенной толщи на относительно приподнятых над уровнем озер и над речной поймой участках приморской низменности.

Пресноводноозерный комплекс фаций. Его осадки слагают бокситовые залежи блюдцевидной изометрической формы, достигающие по площади 10—15 км². Это белые или светлые пепельно-серые бокситы и аллиты бёмитового и каолинит-бёмитового состава. Средний химический состав их, по данным Ухтинской ГРЭ (в %): Al₂O₃ — 51; SiO₂ — 17; FeO + Fe₂O₃ — 5; S_{общ} — 2; TiO₂ — 3; CaO — 3. Характерно высокое содержание (иногда до 7%) сульфидной серы, резко снижающей качество руды. Мощность их до 9—10 м.

3. *Фация удаленных от берега застойных участков мелководного озера.* Представлена пелитоморфными сухаристыми или каменистыми породами, шероховатыми на ощупь, с массивной текстурой, часто с растительными остатками в виде гелифицированных обрывков тканей и корнеобразных тяжей, с фитоморфозами сульфидов железа.

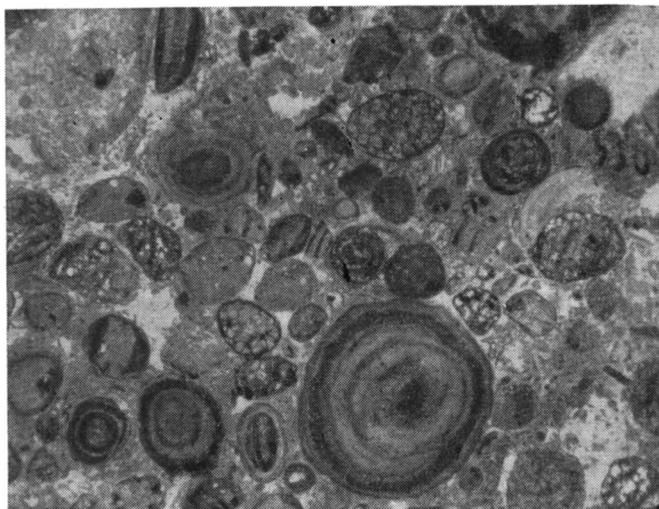
4. *Фация прибрежных проточных участков мелководного озера.* Ее осадки — песчаниковидные (оолито-бобовые) образования, в которых нередко наблюдается ритмическая сортировка материала по величине зерна, горизонтальная или полого-косая слоистость. Размер бобовин и оолитов обычно менее 2 мм. Оолиты имеют характерное концентрическое строение, однако их ядра постоянно представлены угловатыми зернами терригенного происхождения (фиг. 4). В некоторых разностях присутствует растительный материал в виде беспорядочно расположенных обугленных стебельков, корней или рассеянного шлама.

5. *Фация делювиально-пролювиальных выносов в мелководное озеро.* К ней относятся бобово-обломочные породы с пелитоморфной цементирующей массой. Размер обломков 3—5 мм, реже до 10 мм. Форма их угловатая. По составу они карбонатные, железистые, бёмит-каолиновые. Цемент каолинит-бёмитовый.

6. *Фация заболачивающегося озера.* Ее осадки отличаются от остальных озерных образований темно-серым или черным цветом. Располагаются в верхней части разреза пресноводноозерного комплекса фаций. Это аллиты, сложенные углисто-каолиновым материалом с примесью бёмита. Постоянно присутствуют светло-серые бобовины и оолиты каолинит-бёмитового состава. Характерно наличие органики в виде бесформенных сгустков, тяжей, обрывков растительных тканей и тонкораспыленного обугленного растительного материала. Мощность редко более 1 м.

Долинный комплекс фаций. Его осадки слагают пачку алеврито-песчаных пород мощностью до 40—50 м, выполняющую долинообразный врез в девонском субстрате. Для нее характерно закономерное уменьшение зернистости снизу вверх.

7. *Фация пристрежневой части речного русла.* К ней относятся разномзернистые пески и песчаники с включениями гальки и гравия, с прослоями гравелитов и конгломератов, с крупными обломками обугленной древесины. Породы светло-серые, реже красновато-бурые. Кластический материал окатан слабо. Это кварц, полевой шпат, обломки сидерита, известняка, гематитовой породы, кальцитизированных створок раковин брахиопод, глинистых каолинитовых или бёмит-каолинитовых пород.



Фиг. 4. Белый с коричневым оттенком песчаниковидный аллит (глинозема — 43%, кремневый модуль — 1,69)

Зернистые обломки сложены сидеритом, бобовины и оолиты — бёмитом и каолинитом с примесью гидроокислов железа; цемент бёмит-каолинитовый с белыми пятнами кальцита; николь один; $\times 30$

Цемент алевритовый, алеврито-глинистый, железисто-глинистый или карбонатно-железистый. В глинистой составляющей преобладает каолинит, к которому местами примешивается гидрослюда. В гравийных разностях пород есть немного бобовин и оолитов каолинит-гидрогетитового состава, иногда с примесью бёмита. Размер последних до 4—5 мм.

8. *Фация пойменно-старичная.* Ее осадки слагают верхнюю часть разреза аллювиальной пачки. Это глинисто-алевритовые и песчано-алевритовые сероцветные породы с растительным детритом и шламом, с желтовато-коричневыми сидеритовыми прослоями, с фитоморфозами сульфидов железа. Характерна линзовидная и пологокосая слоистость. Кластический материал — преимущественно кварц. Преобладающим глинистым минералом является каолинит.

9. *Фация заболоченных почв поймы.* Ее осадки образуют прослой среди пойменно-старичных отложений или слагают верхние горизонты аллювиальной пачки. Это серые аргиллиты и мелкозернистые алевролиты, неслоистые, с многочисленными вертикально расположенными обуглившимися растительными остатками. Состав глинистой фракции: каолинит с гидрослюдой. Зерна алевритовой размерности представлены кварцем. Содержание глинозема около 20%. Мощность до 4 м.

Переходная группа фаций. Лагунный комплекс фаций. 10. Фа́ция приморских болот типа мангровых зарослей. К ней относятся угли, углистые и слабоуглистые глинистые и алевроитовые породы. Угли дюреновые и кларено-дюреновые, однородные, матовые, иногда с тонкими полублестящими линзами и полосками витрена, часто с радиально-лучистыми конкрециями пирита в форме желваков до 7 см в поперечнике, с пиритизированными стебельками и стволиками растений. Зольные разности состоят из цементирующего глинистого материала (каолинит с гидрослюдой), в который погружены наиболее стойкие к разложению растительные остатки: споры, аттрит, фрагменты фюзенизированных и гелифицированных тканей. В углях и углистых породах повсеместно присутствует сапропелевый материал (остатки водоросли *Pila*). Встречаются раковины пеллеципод.

Углистые аргиллиты чаще представлены однородными тонкоплитчатыми разностями. Иногда включают прослойки и линзочки полублестящего угля. В разрезе обычно переслаиваются с углями. Мощность прослоек 15—20 см. Слабоуглистые аргиллиты и алевролиты — тонкоплитчатые, реже чешуйчатые породы, иногда с тонкой горизонтальной слоистостью, с расположенными вертикально растительными остатками, которые обычно пиритизированы. Слабоуглистые глины представлены сажистыми комковатыми и плитчато-комковатыми разностями.

Осадки приморских болот начинают снизу разрез отложений переходной группы фаций. Мощность их до 4—5 м.

11. Фа́ция застойных и зарастающих прибрежных участков лагуны. К ней относятся однородные тонкоплитчатые и чешуйчатые аргиллиты и мелкозернистые алевролиты, а также комковато-плитчатые глины. Окраска пород от темно-серой до черной за счет большего количества обугленного растительного материала.

В шлифах постоянно устанавливаются микрослоистая текстура, обилие в цементе темно-бурого гелифицированного органического вещества, высокое содержание рассеянных мелких кристалликов пирита. Глинистый материал представлен гидрослюдой, терригенный — кварцем.

В разрезе рассматриваемые осадки ложатся непосредственно на угли или углистые породы, что свидетельствует о накоплении их в прибрежных частях лагуны, примыкающих к мангровым зарослям. Мощность обычно до 1 м.

12. Фа́ция внутренней зоны лагуны. Ее осадки разнообразны по составу, что зависит от специфики гидродинамического режима в различных частях лагуны, особенностей строения побережья, количества и состава поступающего терригенного материала. В целом это сероцветные алевроитовые и глинистые породы, иногда известняки. Обычно присутствие обуглившегося, частично пиритизированного растительного материала. Кластические зерна: кварц, полевые шпаты, реже — чешуйки слюд, хлорита. Глинистая составляющая: гидрослюда с примесью каолинита. Лагунный генезис пород устанавливается по их положению в разрезе между болотными и баровыми осадками. Мощность достигает 10—12 м.

Выделяются следующие разновидности: комковато-плитчатые глинистые алевролиты, иногда линзовиднослоистые за счет замыслов светлого-серого тонкопесчаного материала; алевролиты с мелковолнистой слоистостью, обусловленной тонкими прослойками более светлого песчано-алевритового материала и послойными присыпками растительного шлама; известковистые алевролиты и глины, реже глинистые известняки, содержащие обломки створок раковин; мелкозернистые алевролиты и аргиллитовидные глины, неясно микрослоистые или неотчетливо плитчатые; алевролиты, переходящие в тонкозернистые песчаники, неслоистые, с вертикальными растительными остатками, с ходами илоедов, со

стяжениями сидерита, цемент бурый гидрослюдистый, нередко с пятнами карбоната; однородные неслоистые, реже скрытослоистые глины.

13. *Фация внешней приборовой зоны лагуны.* К ней относятся алевроитистые аргиллиты, алевролиты и тонкозернистые песчаники от светло-до темно-серых, иногда почти черных. Характерно тонкое переслаивание более светлых крупнозернистых разностей с темными глинистыми. Слоистость линзовидная (миндалевидная) с частыми текстурами взмучивания, ходами илоедов. Встречаются корневые остатки. Обломочная часть представлена кварцем, сильно измененными полевыми шпатами, мусковитом. Глинистый материал — гидрослюда.

В разрезе обычно подстилают баровые осадки. Мощность до 1—2 м.

Барьерный комплекс фаций. 14. *Фация баров, пересыпей, кос.* Ее осадки алевроитовые и разнопесчаные, белые различных оттенков или буровато-коричневые. Кластический материал: кварц, полевые шпаты, обломки карбонатов, алевролитов и аргиллитов. Располагаются в основании пестроцветных пород морского генезиса. Мощность достигает 3—4 м.

Выделяются разновидности: белые алевролиты и тонкозернистые песчаники, цемент гидрослюдистый с пятнами карбоната, реже карбонатный; белые песчаники и пески, часто сыпучие, с глинистым цементом; буровато-коричневые разнозернистые песчаники с гравием и катышками глинистых и алевроитовых пород, карбонатным цементом, органомным детритом (фораминиферы, криноидеи, мшанки, брахиоподы).

Морская группа фаций. Комплекс фаций морского мелководья на незначительном удалении от суши. Осадки комплекса представлены пестроцветными алевроитовыми и глинистыми разностями, залегающими на баровых отложениях. Мощность их до 7 м.

15. *Фация подвижного мелководья на внешнем склоне бара.* К ней относятся алевролиты, для которых характерна пятнистая окраска, нечетливая линзовидная слоистость, ходы илоедов, присутствие обломков кораллов, раковинок пелеципод, фораминифер, члеников криноидей. Состав кластического материала: кварц, полевой шпат, слюда. Цемент железисто-глинистый (гидрослюда с гетитом и гематитом).

16. *Фация западных участков на внешнем склоне бара.* Ей принадлежат глинистые породы, отличающиеся однородным строением, отсутствием слоистости, ярко-вишневые, фиолетовые или синие. Состав: гидрослюда, каолинит, гетит, гематит.

Комплекс фаций морского мелководья на значительном удалении от суши. Осадки этого комплекса венчают разрез терригенной толщи. Они связаны постепенными переходами с вышележащими алексинскими известняками. Мощность их более 6 м.

17. *Фация мелководья на значительном удалении от суши.* К ней относятся следующие породы.

Известняки, доломиты, карбонатные глины и алевролиты, характерные светло-желтые с бледно-голубой прокраской, плитчатой отдельностью, остатками брахиопод, остракод, фораминифер; глинистая составная — гидрослюда с гидроокислами железа.

Глины и алевролиты коричневые, вишневые, сиреневые, нечетливо чешуйчатые или плитчатые, с остатками кораллов и мшанок; алевроитовый материал: кварц, полевой шпат, обломки известняка и органомный детрит кальцитового состава; глинистый материал гидрослюдисто-гетитовый и гидрослюдисто-гидрогетитовый.

Глины тонкоплитчатые или тонкочешуйчатые гетит-гидрослюдистого состава, однородные пестроокрашенные.

Глины комковатые и чешуйчато-комковатые с известковистыми желваками, коричневые или голубовато-зеленые; состав: гидрослюда с гетитом и кальцитом, иногда с доломитом.

Континентальная группа фаций. Комплекс фаций водораздельных пространств. 1. *Фация элювиально-делювиальная.* Как было отмечено, ее осадки в кедвинском и пузлинском типах разреза сходны. Поэтому здесь можно ограничиться лишь указанием, что в рассматриваемом типе разреза несколько большую роль играет элювиальная составляющая. Именно во внутриконтинентальных районах Южного Тимана значительно чаще в основании визейской терригенной толщи присутствуют породы с реликтовой сланцеватостью, связанные постепенными переходами с девонскими глинистыми сланцами.

2. *Фация водораздельно-склоновая.* К ней относятся пестроокрашенные неслоистые аргиллиты каолинитового состава с гетитом, гидрогетитом и гематитом. Распространены на наиболее возвышенных участках палеорельефа. Мощность незначительная — до 2—3 м.

Долинный комплекс фаций. Осадки этого комплекса фаций выполняют долинообразные углубления в девонском ложе, соответствующие верховьям рек, ложбинам, балкам в палеорельефе с временным, скорее всего, стоком вод. С ними связаны лентовидные залежи бокситов и рудопоявления железа. Состав бокситов существенно гиббситовый. Характерно низкое содержание серы. Средний химический состав по данным Ухтинской ГРЭ (в %): Al_2O_3 — 48; SiO_2 — 21; $Fe_2O_3 + FeO$ — 5; $S_{общ}$ — 0,12; TiO_2 — 2,7; CaO — 0,2. Мощность бокситов до 8,5 м.

3. *Фация делювиально-пролювиальных выносов в долину, ложину, балку.* Ее осадки в отрицательных формах палеорельефа располагаются обычно в основании разреза терригенной толщи, хотя могут встречаться и по всей континентальной части ее разреза. Мощность их до 2—5 м. Это гравелитовидные породы, состоящие на 70—80% из пизолитов, оолитов, бобовин и слабоокатанных обломков аргиллитов, причем роль каждого из указанных включений в сложении пород варьирует в широких пределах. Степень сортировки материала по размеру и вещественному составу низкая. Величина включений в одном образце может варьировать от 0,1 до 5 мм. Размер бобовин достигает 12—15 и даже 20 мм, в то время как пизолиты не бывают крупнее 5—8 мм.

Оолиты и пизолиты (фиг. 5) обычно шарообразные (иногда эллипсоидальные) и концентрически-слоистые. Как правило, их ядро представлено обломком аргиллита или гематитовой породы. По составу оолиты и пизолиты каолинит-гетитовые, гетит-каолинитовые и гематитовые. Нередко встречаются сложные оолиты, в которых чередуются различные по составу концентры. Содержание окисного железа в оолитах часто превышает 60—70%, в то время как закисного не более 0,3%.

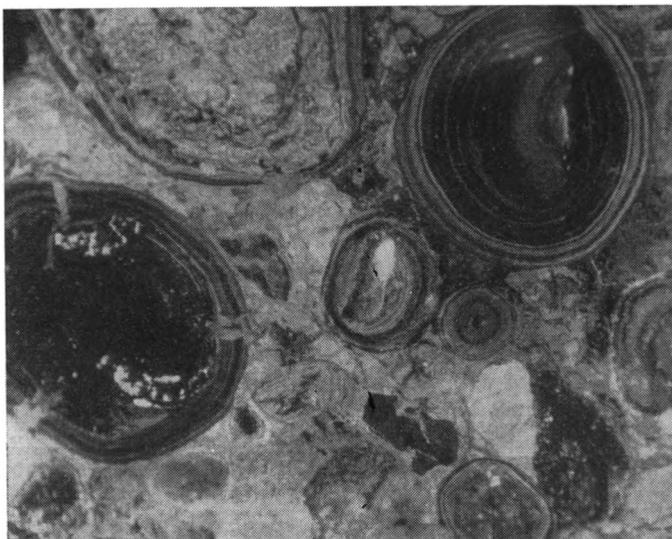
Бобовины чаще всего сложены глинистым материалом гиббсит-каолинитового состава с гидрогетитовой оболочкой.

Гиббсит-каолинитовый состав имеют обычно и обломочные зерна, но иногда они сложены гидрогетитом или пористым гематитом с включениями гидрослюда и каолинита, а изредка встречаются мелкие (до 0,25 мм) зерна карбоната, иногда с железистой оторочкой.

Цемент в породах глинистый, преимущественно каолинитовый. В качестве примеси, часто весьма существенной, присутствует гидрогетит. Содержание окисного железа в цементе варьирует в широких пределах.

Рассматриваемые осадки, единственные из долинного комплекса фаций, не являются, как правило, высокоглиноземистыми. Однако они могут представлять интерес в качестве железной руды. Например, такие породы одной из скважин Кедвинской синклинали содержат, по данным Ухтинской ГРЭ (в %): $Fe_2O_3 + FeO$ — 47; Al_2O_3 — 18,3; SiO_2 — 18,8; TiO_2 — 1,3.

4. *Фация русла водотока, временного или постоянного.* К ней относятся песчаниковидные серовато-белые или красноватые породы. На 90% они состоят из песчинок-глобуль от долей до 2—3 мм, иногда с примесью более крупных угловатых глинистых и глинисто-железистых обломочков. Это наиболее богатая глиноземом разновидность бокситовых пород (Al_2O_3 — 48—54%). Выгодно отличаются от озерных осадков пузлинского типа крайне низким содержанием серы.



Фиг. 5. Гравелитовидная порода
Ядра оолитов и концентры сложены каолинитом и гётитом;
цемент гиббсит-каолиновый; николь один; $\times 30$

Под микроскопом в проходящем свете породы идентичны песчаникам с хорошо окатанным терригенным материалом. Структура алевропсаммитовая и псефито-псаммитовая. Текстура массивная. Песчаники-глобули и катышки представлены аморфным изотропным и полуизотропным светло-бежевым веществом, нередко с инкрустационными пояскочками и каемочками тонкокристаллического бесцветного гиббсита. Состав глобуль — гиббсит или каолинит с гиббситом.

Цементирующее пелитоморфное вещество близко по составу к глобулям. Чаще всего это изотропный или слабо раскристаллизованный гиббсит в смеси с каолинитом, гидрослюдой, иногда окислами железа.

Песчаниковидные породы приурочены, как правило, к осевой зоне отрицательных форм палеорельефа.

5. *Фация прируслового подмыва и обрушения* (прирусловая брекчия). Ее осадки распространены в средней и верхней частях разреза континентальных отложений, выполняющих врезы в девонском ложе. К ней отнесены брекчии, окрашенные обычно в сиреневые, красные и розовые тона. Часто включают мелкие редкие бурые бобовины и оолиты. Сложены угловатыми обломками бокситовых пород, часто со следами пластических деформаций. В минеральном составе ведущая роль принадлежит каолиниту, к которому примешиваются гиббсит, гётит, гидрогетит, гематит. Образовались скорее всего в результате подмыва и обрушения обломков уже сформировавшегося осадка вследствие миграции русла водотока. Мощность их более 5 м.

От истинных брекчий в ряде случаев визуально не отличаются псевдобрекчии, образующиеся в результате выборочного обесцвечивания или выборочной вторичной окраски пород в процессе диагенеза и

катагенеза. Такие псевдобрекчии также отнесены к рассматриваемой фации, несколько преувеличивая роль ее осадков в разрезе терригенной толщи.

6. Фация пойменная. К ней отнесены пелитоморфные породы различных оттенков красного цвета, реже — белые или зеленоватые. Текстура массивная, реже тонкогоризонтальнослоистая. Под микроскопом представлены довольно однородной тонкодисперсной или тонкопелитовой массой, окрашенной гидроокислами и окислами железа. По составу каолиновые и гиббсит-каолиновые. В ряде случаев в шлифах наблюдается появление в пелитоморфной основной массе мелких (до 0,1 мм) бесцветных комочков-глобуль, часто без четких контуров. Обычно присутствие таких глобуль совпадает с наиболее высоким содержанием в породе глинозема. В целом же для пелитоморфных осадков характерен широкий разброс значений содержания Al_2O_3 (40—55%).

Рассматриваемые породы наиболее характерны для верхних горизонтов континентальных отложений, выполняющих ископаемые ложбины, долины, балки, овраги. Мощность их достигает 6—8 м.

Переходная группа фаций. Комплекс фаций прибереговой зоны открытого побережья. Его осадки по мощности редко превышают 1 м.

7. Фация подвижного прибрежного мелководья. К ней отнесены гравелитовидные оолито-бобово-обломочные породы, залегающие непосредственно в кровле континентальных отложений. Породы буровато-коричневые. Содержание пизолитов, оолитов и бобовин достигает 80—90%. В составе их ведущая роль принадлежит гётиту, гидрогётиту, гематиту и каолиниту. Средний размер оолитов и пизолитов 2—3 мм (до 8 мм). Бобовины до 20 мм. Для пород этой фации характерна хорошая сортировка материала по величине и составу. Содержание гётита и гидрогётита в концентратах — 47—73%, в цементе — 15—35%.

8. Фация относительно застойного прибрежного мелководья. Она представлена глинистыми розовато-коричневыми породами довольно однообразного состава: преобладают каолинит и гидрослюда, встречаются кальцит, гётит, гематит. В качестве включений постоянно присутствует мелкогравийный материал и мелкие оолиты (15—20%), иногда полуразложившиеся.

Морская группа фаций. Комплекс фаций морского мелководья на незначительном удалении от суши. **9. Фация мелководья на незначительном удалении от суши.** К ней относятся коричневые и коричневато-желтые глины, иногда с зеленоватыми и розовыми затеками, изредка с мелкими полуразложившимися оолитами размером до 1 мм. Состав глин: гидрослюда, гётит, гидрогётит, гематит, каолинит, изредка доломит. Мощность — 4 м.

Комплекс фаций морского мелководья на значительном удалении от суши. **10. Фация мелководья на значительном удалении от суши.** К ней относятся несколько следующих разновидностей пород.

Вишнево-красные глины, часто доломитизированные, нередко с мелкими полуразложившимися табачно-зелеными оолитами; под микроскопом видна сильно ожелезненная полуизотропная глинистая масса с тонкораспыленным кварцевым и обломочно-карбонатным материалом; состав: гидрослюда, доломит, гематит, гидрогематит, иногда гётит.

Кирпично-красные доломитовые глины и глинистые доломиты с гидрогематитом, гематитом и гётитом, с характерной шаровой отдельностью; глинистая составляющая — гидрослюда с каолинитом.

Глинистые доломиты и доломитовые глины светлые голубовато-серые; состав: доломит, гидрослюда, кальцит, каолинит и окислы железа.

Общая мощность осадков фации до 4 м.

Формирование бокситообразующего ландшафта на территории Южного Тимана началось после регрессии фаменского моря, оставившего после себя полого наклоненную к югу равнину. Понижение базиса эрозии сопровождалось заложением гидросети с выносом всего обломочного материала в сторону отступившего морского бассейна. В условиях жаркого влажного климата и выровненного рельефа на протяжении турне и раннего визе существовали благоприятные условия для образования по обнажившимся верхнедевонским глинисто-карбонатным породам кор выветривания, которые частично размывались дождевыми водами и сносились в ложбины, западины, формирующиеся карстовые полости. В таких условиях образовывались и захоронялись пестроцветные элювиально-делювиальные глины, выстилающие ложе визейской терригенной толщи. Судя по составу глин, процессы выветривания едва доходили до каолиновой стадии.

К началу бобриковской трансгрессии в основном сложился бокситообразующий ландшафт. Возникла пологохолмистая, местами закарстованная низменность, открывавшаяся на юг-юго-восток, в сторону морского бассейна. С запада и востока низменность оконтуривалась относительно приподнятыми волнистыми денудационными равнинами, располагавшимися в пределах современных Вольско-Вымьской гряды и Ухтинской антиклинали. Низменность пересекалась речной артерией, протянувшейся с север-северо-запада на юг-юго-восток на 300—400 км. В долину реки открывались притоки, ложбины, овраги, балки. В результате подъема базиса эрозии скорость течения реки стала уменьшаться. Выносившийся ранее за пределы региона терригенный материал, основным источником которого являлись протерозойские породы испытывавшей устойчивые поднятия Вольско-Вымьской гряды, начал заполнять магистральную долину. Одновременно происходило ее расширение вследствие боковой планации речными водами.

На водораздельных пространствах в пределах самой низменности продолжала формироваться кора выветривания, достигшая к этому времени более глубокой зрелости, о чем свидетельствует присутствие в аллювии обломков каолининовых пород с примесью бемита.

Дальнейшее развитие бобриковской трансгрессии привело к выполнению низовий речной долины русловыми и пойменными осадками, подтоплению южной части низменности и превращению ее в приморскую (фиг. 1). Характерная ландшафтная особенность этой низменности — мелководные озерные водоемы, заполнившие карстовые и котловинные формы рельефа и питавшиеся за счет атмосферных осадков. Границы таких водоемов не были четко фиксированными. В периоды дождей они разливались на десятки километров, а затем быстро высыхали и превращались в разрозненные небольшие зарастающие озерки. В них накапливались продукты размыва еще более зрелых кор выветривания, продолжавших формироваться на относительно приподнятых участках самой прибрежно-морской низменности. Видимо, в верхних горизонтах кор уже преобладали минералы свободного глинозема. Поэтому поступающий преимущественно в виде механической взвеси и аккумуляировавшийся в озерах материал имел уже существенно бемитовый состав.

Специфика процессов седиментогенеза и диагенеза определялась обилием в осадке продуктов разложения растительности, пышно произраставшей на приморской низменности в условиях жаркого влажного климата. Органическое вещество при разложении отнимало кислород от окиси железа, высвобождавшейся при процессах латеритного выветривания, и переводило железо в закисную форму, сравнительно легко растворимую водой. В иловом растворе закисное реакционно-

способное железо взаимодействовало с обильно выделяющимся в результате жизнедеятельности микроорганизмов сероводородом с образованием сульфидов. Следствием этого процесса явилось обеление озерных отложений и насыщение их сульфидной серой.

Осадок в озерах, видимо, «дозревал» — обогащался глиноземом за счет диффузии из илового раствора кремнезема с последующим его выносом за пределы водоемов. Поэтому бокситы по генезису могут быть отнесены к латеритно-осадочным кластогенным образованиям (Бушинский, 1971). О таком «дозревании» свидетельствует отсутствие кондиционных руд в пределах водоразделов приморской низменности, где накапливались существенно каолиновые осадки, в которых бёмит присутствует лишь в виде примеси. На проточный режим водоемов, а следовательно, и систематическую промывку осадка указывает приуроченность залежей к участкам палеорельефа, для которых можно предполагать свободный отток вод: либо к прибреговой линии моря (фиг. 1), либо к внешней прибортовой зоне магистральной речной долины (фиг. 2, скв. 147), либо к карстовой полости (фиг. 2, скв. 356).

При «дозревании» бокситов происходило некоторое перераспределение материала, в результате чего нередко затушевывалось их первичное обломочное строение.

В северной, большей части региона в это время еще сохранялась внутриконтинентальная слабо всхолмленная эрозивно-аккумулятивная низменность, удаленная от берега моря на 100—300 км. В ее пределах только теперь началось заполнение долин, оврагов и балок аллювиальным и пролювиальным материалом. Материнскими породами служили достаточно проработанные гиббситоносные коры выветривания, развитые на слагающих водораздельные пространства глинисто-карбонатных верхнедевонских отложениях.

В связи с тем, что раннекаменноугольная растительность делала только первые шаги с морского побережья в глубь континентов, можно полагать, что во внутриконтинентальных районах Южного Тимана формирование кластического материала протекало в условиях значительно более бедного растительного покрова по сравнению с прибрежно-морской низменностью. В результате в процессах гипергенеза, седиментогенеза и диагенеза принимало участие незначительное количество гумусового вещества; продукты выветривания интенсивно окислялись — почвы и коры выветривания, а затем и образующиеся при их переотложении осадки становились буровато-красными.

Вероятно, с дефицитом гумусового материала связано и формирование здесь именно гиббситовых руд, а не бёмитовых, как на юге, как, впрочем, и незначительное содержание в бокситах серы. Однако сам процесс образования гиббсита и бёмита остается пока неясным.

В долинах, ложбинах, балках, оврагах бокситовый осадок, видимо, также «дозревал» за счет промывки текучими водами, удалявшими кремнезем.

В результате дальнейшего развития трансгрессии произошло региональное заболачивание прибрежно-морской низменности. Растительный материал не успевал полностью окисляться и разлагаться и все в больших количествах поступал в осадок, разубоживая глинозем, продолжавший все еще в виде механической взвеси поступать в бассейн седиментации. Процесс заболачивания отразился в появлении в верхней части разреза континентальных отложений сначала многочисленных корневых остатков, затем — все возрастающего количества обугленного растительного детрита и шлама, окрашивающих породы в темно-серый и черный цвета.

Дальнейшее заболачивание привело к формированию торфяника, давшего впоследствии довольно хорошо выдержанный на площади пласт угля и углистого аргиллита. Высокая зольность углей, наличие

плитчатых и слоистых текстур, присутствие фауны пелеципод и остатков водорослей, заметное содержание в глинистой составляющей гидрослюды — все это свидетельствует о значительной обводненности болот и существенном влиянии моря.

Затем медленно наступавшее море затопило прибрежную низменность. Здесь стали формироваться сероцветные лагунные отложения, закономерно сменяющиеся в разрезе осадками подводных и надводных барьерных сооружений.

Весь комплекс переходных отложений южных районов рассматриваемой территории характерен для закрытого морского побережья.

В это же время северная часть Южного Тимана оставалась еще сушей, где продолжали накапливаться континентальные отложения, включая бокситоносные. Более позднее начало формирования рудных залежей Кедвинской и Тобысской синклиналей по сравнению с тимшерско-пузлинскими и более поздний конец его позволяют считать первые более молодыми, а процесс бокситообразования — сдвинутым во времени.

Сравнительно большая мощность отложений переходной группы в южной части региона указывает на относительно медленный характер развития морской трансгрессии до конца раннетульского времени. Дальнейшее же затопление территории происходило быстро. Ингрессировавшее по речным долинам море быстро затопило весь Южный Тиман. Мощность переходных отложений в Кедвинской синклинали невелика, и представлены они продуктами размыва только что сформированной континентальной толщи осадков. Отсутствие лагунных и баровых отложений указывает, что здесь прибрежный ландшафт резко отличался от южного: морское побережье было открытым.

Красноцветность морских отложений указывает на условия хорошей аэрации бассейна седиментации. Вероятно, это был неглубокий (первые десятки метров) морской залив.

ФАЦИОНАЛЬНО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ

В размещении рудных залежей устанавливаются закономерные связи с определенными палеоландшафтами, что обусловлено образованием бокситов в специфических фациальных обстановках, существовавших среди других и неразрывно генетически связанных с ними. Палеоландшафтными особенностями определялся также минеральный состав руды и ее качественные показатели.

Высокосернистые бёмитовые бокситы образовывались на прибрежно-морской низменности в мелководных озерных водоемах, имевших сток вод либо в сторону моря, либо в магистральную речную долину, либо через дренировавшую местность систему карстовых полостей. Поэтому поиски бокситов этого типа целесообразно проводить вдоль древней береговой линии, отличавшейся в эпоху бокситообразования известной стабильностью, или же во внешних прибортовых районах долины палеореки. В то же время сама долина в отношении бокситоносности представляется совершенно бесперспективной: поступающий в нее с близлежащих водораздельных пространств глиноземистый осадок разубоживался терригенным материалом существенно кварцевого состава, приносившимся в реку из области устойчиво поднимавшейся Вольско-Вымьской гряды.

Перспективы обнаружения бёмитовых бокситов в удалении от береговой линии или речной долины определяются наличием или отсутствием карстовых полостей. Наиболее вероятны процессы карстования, а следовательно, возможность выявления новых залежей в пределах полей развития чистых разностей карбонатных пород в девонском субстрате.

Малосернистые гиббситовые руды формировались во внутриконтинентальных районах региона в верховьях магистральной реки, в ложбинах, оврагах и балках. Поиски таких руд связаны с выявлением мелких палеодолин, открывавшихся в главную долину, причем предпочтительнее левые притоки, поскольку магистральная река являлась естественным барьером для кремнезема, поступающего исключительно с запада, со стороны Вольско-Вымьской гряды.

ЛИТЕРАТУРА

- Абрамов В. П.* Тиман — новый бокситоносный бассейн.— Разведка и охрана недр, 1970, № 6.
Бушинский Г. И. Геология бокситов. М., «Недра», 1971.

ВСЕГЕИ
Ленинград

Дата поступления
17.II.1975

**ОБМОЛОЧНЫЕ СЕРПЕНТИНИТОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ
В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ
СЕВАНО-АКЕРИНСКОЙ ЗОНЫ МАЛОГО КАВКАЗА**

**Б. П. ГРАДУСОВ, В. Н. ГРИГОРЬЕВ, М. А. РАТЕЕВ,
С. Д. СОКОЛОВ**

С начала сеномана до раннего сенона включительно со становлением платины Ипякского гравитационного покрова (ранее ошибочно описываемого как интрузивный массив) было тесно связано формирование олистостромовой толщи, содержащей крупные серпентинитовые олистолиты, конгломерато-брекчии и более тонкообломочные монолитические серпентинитовые породы от песчаников до аргиллитов. Их формирование происходило в результате разрушения на дне бассейна местного тектонического поднятия, возникшего вследствие сучивания земной коры и выжимания глубинных габбро-гипербазитовых пород. По мере засорения обломков серпентинитов при их отложении силикатным и алюмосиликатным материалом, связанным главным образом с разрушением габброидного и эффузивно-радиоляритового комплексов, намечается преобразование серпентинитов в направлении хлорита, смешанослойного хлорит-монтмориллонита и монтмориллонита.

С 40-х годов (особенно в последние 10—15 лет) в мировой литературе появились сообщения о существовании в орогенных поясах, в районах распространения офиолитовых комплексов, осадочных серпентинитовых образований¹. В настоящее время такие породы мезозойско-кайнозойского возраста установлены в отдельных районах Тихоокеанского кольца (Пенжинская губа, о. Хоккайдо, Новая Каледония, Новая Зеландия, Западное побережье США), в Карибском районе (о-ва Куба, Гаити, Пуэрто-Рико, северная часть Южной Америки) и на отдельных участках Альпийского пояса Европы от Апеннин до Кавказа. Среди отложений палеозоя эти образования прослежены в каледонидах Ньюфаундленда, Шотландии, Центральной Норвегии и Швеции. Многие из перечисленных пород кратко охарактеризованы Дж. П. Локквудом (Lockwood, 1971), который считает, что большинство перечисленных осадочных серпентинитов было накоплено в эвгеосинклинальных условиях, в начале геосинклинальных циклов.

В соответствии с новыми тектоническими представлениями о развитии геосинклинальных областей и существовании в их истории океанических стадий такие своеобразные обломочные образования, как мономиктовые (точнее, монолитические) серпентинитовые конгломераты, песчаники, алевролиты, вызывают особый интерес. Это объясняется тем, что среди современных осадков только в океанических обнаружены существенно серпентинитовые обломочные образования. Они опи-

¹ Среди осадочных серпентинитов вслед за Дж. П. Локквудом (Lockwood, 1971) следует выделять обломочные слоистые отложения, представленные конгломератами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами, и хаотические брекчии оползневого характера (олистостромы) с отдельными крупными оползевыми блоками (олистолитами).

саны из рифтовых зон Аравийско-Индийского и Западно-Индийского срединных хребтов (Мурдмаа, 1968). По-видимому, широко распространены они в центральной части Срединного Атлантического хребта, где неоднократно были описаны из Романшской впадины, трассирующей один из трансформных разломов (Bonatti et al., 1973).

Помимо большого значения для понимания истории развития отдельных регионов сам по себе факт существования мономиктовых обломочных серпентинитовых отложений привлекает внимание. Действительно, до сих пор в большинстве учебных пособий по осадочной петрографии и литологии в разделах классификации обломочных пород повторяется точка зрения, что для геосинклинальных зон характерны полимиктовые породы, тогда как мономиктовые тяготеют к платформам. В качестве примера мономиктовых песчаников всегда указываются кварцевые, которые считаются характернейшими отложениями платформ и рассматриваются как породы с максимальной зрелостью обломочного материала.

Изучение особенностей осадконакопления на ранних стадиях развития геосинклиналей, проводимое в последние годы сотрудниками Лаборатории вулканогенно-осадочных формаций ГИН АН СССР в различных регионах страны, позволило выявить одну из таких особенностей — накопление в отдельных зонах мономиктовых или монокристаллических обломочных толщ, что объясняется не зрелостью обломочного материала, а первичным разрушением пород одного состава. Вероятнее всего, их формирование не было связано с эрозией какой-то крупной, сложно построенной островной суши, а происходило в результате разрушения под воздействием тектонических или некоторых других причин отдельных участков дна бассейнов, сложенных литифицированными осадками или коренными породами. Широкое развитие подобного механизма образования осадков в пределах современных океанических хребтов подчеркивают многие океанологи (Мурдмаа, 1968). В. П. Петелин (1971) предложил эту группу осадков называть эдафогенными. К ним И. В. Хворова (1974) отнесла кремнеобломочные породы, развитые в палеозое Южного Урала. Вероятно, к той же группе следует отнести и описанные ниже обломочные серпентинитовые породы.

В проблеме обломочных серпентинитов помимо выяснения причин и условий их образования большой интерес представляет направление их последующих изменений. Некоторые данные по этому вопросу были приведены в указанной статье Дж. Локквуда. Исследования кавказского материала проливают дополнительный свет в этом направлении.

Касаясь исследования обломочных серпентинитов на Малом Кавказе, следует отметить, что на присутствие среди верхнемеловых отложений обломков серпентинитов стали обращать особое внимание после того, как начали пересматривать время и условия становления офиолитового комплекса Малого Кавказа. Прежде всего это было связано с появлением работ А. Л. Книппера (1971_{1,2}). Он первым подчеркнул, что обломки серпентинитов разного размера, местами в большом количестве, очень характерны для верхнемеловой олистостромовой толщи, широкое распространение которой им было установлено в пределах Севано-Акеринской зоны. В районе горы Малая Конлобойна он описал почти мономиктовый серпентинитовый конгломерат, перекрывающий крупный серпентинитовый олистолит (Книппер, 1971_{1,2}). На северо-восточном побережье оз. Севан в основании разреза коньяка Г. С. Арутюнян (1969) описал конгломераты с доминирующим количеством обломков серпентинитов. Таким образом, грубообломочные серпентиниты в пределах Севано-Акеринской зоны уже описывались. Рассмотренные ниже серпентинитовые отложения интересны тем, что наряду с грубыми конгломератами среди них присутствуют песчаники, алевролиты и даже аргиллиты.

СТРУКТУРНОЕ И СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ОБЛОМОЧНЫХ СЕРПЕНТИНИТОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Детально эти вопросы разобраны в статье С. Д. Соколова (1975), и поэтому можно ограничиться по ним лишь кратким изложением основных выводов. Район, в котором разнообразные обломочные серпентинитовые породы развиты необычайно широко, расположен на юго-востоке Сарыбабинского синклинория, где последний резко сужается между Карабахским (на севере) и Лачинским (на юге) антиклинориями, сложенными в ядрах юрскими вулканогенными и вулканогенно-осадочными отложениями. На рассматриваемом участке синклинорий выполнен меловыми отложениями, среди которых выделяются три существенно различающиеся между собой толщи. Нижняя охарактеризована альбскими, в том числе верхнеальбскими фаунистическими остатками. Последние собраны из самых верхних ее горизонтов. Сложена она, как и в большинстве других районов Севано-Акеринской зоны, терригенными отложениями, часто флишеидного облика. В ее верхней части имеются линзы и прослои конгломератов, в гальке которых доминируют обломки пород, сходные с развитыми среди юрских толщ соседних антиклинориев.

На альбской толще лежит верхнемеловая, преимущественно олистостромовая толща, включающая рассматриваемые ниже серпентинитовые обломочные отложения. Ею сложено ядро синклинали, сильно нарушенной, особенно в бортовых частях, системой разломов. Переход от альбских отложений к олистостромовой толще согласный и постепенный, хотя, как и в других местах Севано-Акеринской зоны, характеризуется достаточно быстрой сменой состава обломочного материала. В нем резко начинают преобладать обломки пород офиолитового комплекса: основные эффузивы, габброиды, радиолариты и серпентиниты. Последние на определенных участках слагают почти целиком мощные пласти и пачки.

В 6—8 км к северо-западу от Лысогорского перевала над олистостромовой толщей расположена крупная пластина гипербазитов, известная в литературе как Ипякский гипербазитовый интрузивный массив. Сложена она внизу гипербазитами и серпентинитами, а сверху — габброидами. Прослеживание соотношения этой пластины с вмещающими толщами показало, что она всюду лежит гипсометрически выше основной части олистостромовой толщи. Контактная поверхность имеет углы наклона в 30—70° и параллельна прослеживаемым местами поверхностям напластования в подстилающей толще, т. е. пластина лежит согласно на подстилающих осадочно-оползневых отложениях и при этом не имеет горячих интрузивных контактов. Поэтому Ипякский массив нельзя рассматривать как первичную интрузию; это крупная оползневая пластина (гигантский олистолит), т. е. то, что принято называть гравитационным покровом.

Как показало картирование, мощные обломочные серпентинитовые отложения оползневого и обычного седиментационного генезиса подстилают и обрамляют Ипякский массив, и с удалением от него количество серпентинитового материала в олистостромовой толще резко убывает. Над указанной покровной пластиной сохранилась обломочная толща из различных по гранулометрии пород от конгломератов и брекчий до аргиллитов, местами с оползневыми горизонтами. Однако последние по масштабу не идут ни в какое сравнение с оползневыми горизонтами, лежащими ниже указанной пластины или на ее простирации.

Завершается разрез меловых отложений в рассматриваемом районе лежащей резко несогласно карбонатной толщей, имеющей в основании горизонт известковистых песчаников и песчаных известняков.

которые содержат обильные органические остатки позднего сантона.

Таким образом, по этим косвенным данным, время образования интересующей нас средней толщи, включая Ипякский покров, примерно должно соответствовать промежутку от начала сеномана до раннего сенона включительно. Сеноманский возраст олистостромовой толщи в данном районе подтверждается впервые найденными С. Д. Соколовым остатками пелеципод в серпентинитовых песчаниках на водоразделе рек Ипяк и Халифалчай. Среди них В. А. Собецкий определил *Astarte formosa* Fitton, свидетельствующую, по его мнению, о сеноманском возрасте вмещающих отложений.

Разрез I олистостромовой толщи, богатой серпентинитовыми породами, наиболее хорошо вскрыт в узкой глубокой промоине на левом склоне долины р. Ипяк и в ее русле напротив с. Ипяк II. Этот разрез был выбран в качестве опорного для характеристики вещественного состава олистостромовой толщи в указанном районе и из него был собран основной каменный материал. В нем снизу вверх обнажаются породы в следующей стратиграфической последовательности.

1. Пачка бурых, темных зеленовато-серых и более светлых синесерых серпентинитовых конгломерато-брекчий с крупными, в несколько десятков метров, телами (олистолитами) брекчированных серпентинитов. Обычно усиленное дробление наблюдается в кровле олистолитов, и можно проследить снизу вверх постепенный переход через серпентинитовые брекчии к вмещающим конгломерато-брекчиям. Для основной массы последних характерна грубозернистость и, как правило, несортированность обломочного материала. Величина обломков от нескольких сантиметров до 1 м; преобладают обломки в несколько десятков сантиметров. Чаще всего обломки угловатые, но имеются и сравнительно хорошо окатанные. Обычно они массивной текстуры и выделяются на фоне цемента своей зеленовато-черной окраской.

Цемент конгломерато-брекчий сланцеватый, более светлоокрашенный, состоит из серпентинитовых зерен в 1—3 мм и, как правило, неравномерно, местами сильно, кальцитизирован. В таких участках крупнокристаллический кальцит с бластовой структурой образует базальный цемент, в котором «плавают» зерна серпентинитов. Последние обычно окружены крустификационными оболочками, пронизаны жилками, а часто в большей или меньшей мере замещены кальцитом. Обычно в обломках серпентинита с петельчатой структурой наблюдается избирательная кальцитизация ядер, сложенных гелевидным лизардитом, тогда как в окружающих шнурах серпентин сохраняется.

В рассматриваемой пачке имеются сравнительно маломощные (до 1 м) прослои конгломератов с лучше окатанной и более однородной по величине серпентинитовой галькой. Количество конгломератов вверх по разрезу увеличивается. Кроме того, в верху пачки появляются прослои гравийных песчаников. В последних уже проявлены слоистость по ориентировке линз более грубозернистого материала. Цемент в гравелитах тонкокристаллический карбонатный. Видимая мощность пачки 50—60 м.

2. Пачка преобладания грубых полимиктовых конгломератов. Отдельные слои несколько выделяются размером обломочного материала, его составом и окраской. Как правило, они зеленовато-серые, но встречаются и пестроокрашенные за счет присутствия красноватых с поверхности обломков эффузивов. Обломочный материал очень плохо сортирован. Размер обломков часто до 0,5 м. В отличие от нижней пачки среди крупных обломков в большинстве слоев преобладают основные эффузивы типа спилитов и вариолитов и габброиды. Среди последних преобладают порфириовидные габбро-нориты, сильно измененные. Пироксены в них, как правило, полностью или частично уралитизированы. Кроме того, встречаются баститизированные ромбические

пироксены (чаще всего порфирировидные выделения), а также измененные пироксены с наложенным последующим оталькованием. Плаггиоклазы в некоторых образцах полностью серицитизированы. Часто наблюдаются хлоритизированные участки, иногда с кварцем, а также многочисленные выделения эпидота. В обломках можно проследить все переходные разности от амфиболитизированных габброидов до описанных амфиболитов.

Кроме того, в рассматриваемой пачке встречаются обломки гипербазитов. Среди них помимо апогарцбургитовых серпентинитов есть обломки почти нацело кальцитизированных перидотитов, в которых наиболее незатронуты лизардитовые шнуры, и редкие зерна моноклинных пироксенов. Встречаются глыбки брекчированных серпентинитов с кальцитовым цементом, а также обломки серпентинитовых песчаников с карбонатным цементом, подобных залегающим в нижней пачке. Гипербазитовый материал доминирует лишь в отдельных прослоях.

Из более редко встречаемых обломков заслуживают внимания гальки светлых мелкозернистых плаггиогранитов, а также серых песчаников, сходных с альбскими песчаниками в Севано-Ажеринской зоне. Песчаники мелко- и среднезернистые полимиктовые, содержащие примерно в равном количестве плохокатанные зерна плаггиоклазов, кварца, обломки эффузивов. Кроме того, в них много зерен эпидота, карбонатов, хлорита. Цемент в конгломератах обычно состоит из более мелких обломков того же материала, что и грубая фракция. Между этими зернами заключена бурая глинисто-железистая масса или цемент карбонатный, мощность пачки 50 м.

3. Пачка монотонного переслаивания зеленовато-серых мелкозернистых песчаников и алевритов. Мощность чередующихся слоев несколько сантиметров. Слоистость субгоризонтальная, с достаточно резкими переходами от песчаника к алевролиту и наоборот, т. е. сходная со ступенчато градиционной. Песчаники полимиктовые бесцементные с конформным сочленением зерен. Среди последних доминируют волкнистые амфиболы неизменные и амфиболитизированные серпентиниты, сильно измененные плаггиоклазы, моноклинные пироксены. Несколько меньше зерен кварца, полностью кальцитизированных обломков, а также обломков амфиболитов, кварц-эпидотовых пород, сильно измененных эффузивов. Таким образом, состав обломочного материала по существу остается сходным с таковым в нижележащей пачке, мощность пачки 12 м.

4. Пачка, сходная с пачкой 1, состоит из отдельных олистолитов мощностью в несколько метров и протяженностью в десятки метров. Олистолиты заключены среди грубобломочных серпентинитовых конгломерато-брекчий. Состав серпентинитов преимущественно лизардитовый, структура петельчатая и баститовая, мощность пачки около 90 м.

5. Конгломерат слоистый, что выражено в некоторой ориентировке галек. На 90% состоит из обломков различных габброидов, мощность 2 м.

6. Пачка чередования зеленовато-серых и темно-серых грубо- и тонкозернистых песчаников, алевролитов и артиллитов. Характер переслаивания невыдержанный по разрезу и латерально. Наряду с тонким чередованием (от долей до 1—2 см) есть горизонты с мощностью слоев до 1—5 м. Неодинаков и тип слоистости: отдельные слои имеют однородную текстуру, местами выделяются пачки, характеризующиеся тонкой градиционной слоистостью, в отдельных слоях проявляются элементы полого-волнистой слоистости. По простиранию в отдельных пачках иногда можно проследить быстрое погрубение материала и последовательное появление серпентинитовых гравелитов, конгломератов и, наконец, отдельных олистолитов.

Алевролиты с большим содержанием зерен серпентинита внешне имеют вид аргиллитов, и, таким образом, при полевом описании количество аргиллитов в указанной пачке, по-видимому, может быть завышенным.

В песчаниках и алевролитах серпентинитовый материал доминирует, хотя его количество варьирует в широких пределах (40—100%). Остальная часть обломочного материала представлена кварцем, кварц-эпидотовыми сростками, амфиболами, амфиболизированными габброидами, рудными минералами, карбонатными зернами в виде монокристаллов кальцита и пелитоморфного известняка, основными эффузивами и радиоляритами. Структура песчаников, как правило, бесцементная (конформная). При этом наиболее податливы зерна серпентинитов и карбонатов, вследствие чего они местами приобретают вид порового цемента, мощность пачки не менее 150 м.

Общая мощность приведенного разреза 360 м. Полную мощность олистодромовой толщи в данном районе установить трудно из-за отсутствия в ее пределах четкой стратификации, наличия местами мелкой осложняющей складчатости, но, вероятно, она не менее 500 м.

Разрез II обломочных серпентинитовых пород, из которого были отобраны образцы на исследования, расположен в 10 км западнее описанного. Эти отложения вскрыты в приустьевой части небольшой реки, ограничивающей с юго-востока склон горы с. Вагазин. Сама гора сложена 100-метровой эффузивно-радиоляритовой толщей, перекрывающей мощное тело габброидов и гипербазитов. Однако контакт интересующих нас отложений с расположенными гипсометрически выше образованиями не вскрыт.

Приустьевая часть разреза представлена толщей доминирующих зеленовато-серых серпентинитовых аргиллитов, чередующихся с небольшими (до нескольких десятков сантиметров) слоями песчаников и алевролитов, в которых различима тонкая линзовидная слоистость. Кроме того, в ней встречаются изолированные серпентинитовые олистолиты, переходящие в конгломерато-брекчии. Видимая мощность этой толщи около 100 м. По строению и, по-видимому, положению она близка пачке 6 предыдущего разреза.

Из обоих разрезов отобраны все типы обломочных серпентинитовых пород. Помимо изучения шлифов определен валовый химический состав отдельных образцов каждого гранулометрического типа обломочных серпентинитовых пород и диагностированы минералогические особенности глинистого материала (фракция $< 0,001$ мм). Диагностика проведена главным образом на основе рентгенограмм ориентированных препаратов с привлечением дериватограмм и кривых ИК-спектрокопии. Поскольку нас интересовала в первую очередь судьба серпентинитового материала, для подобных исследований мы выбирали образцы, которые, судя по шлифам, наиболее богаты обломками серпентинитов.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ

Результаты химических анализов сведены в таблицу, где дана и краткая характеристика образцов. Для сравнения (7, 8) приведены средние химических составов соответственно массивных и переотложенных серпентинитовых пород, опубликованные в отмеченной работе Дж. П. Локквуда. Из таблицы видно, что, как и в образцах, изученных указанным исследователем, все обломочные осадочные серпентинитовые породы отличаются от массивных серпентинитов повышенным содержанием SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , Na_2O , K_2O ; это в изученных породах несомненно связано в первую очередь с засорением серпентинитового материала зернами кварца, плагиоклазов, эпидота, иногда талька и

Химический состав обломочных серпентинитовых пород из юго-восточной части Сарыбабинского синклиория, вес. %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	38,42	29,74	49,99	41,20	53,80	55,82	38,67	40,39
TiO ₂	0,08	0,08	0,13	0,26	0,68	1,03	0,03	0,08
Al ₂ O ₃	1,00	0,16	0,26	2,76	10,75	11,48	1,53	2,58
Fe ₂ O ₃	8,12	2,10	3,53	3,48	3,08	4,59	3,76	4,55
FeO	1,71	2,30	3,86	3,60	4,21	2,31	2,35	3,16
MnO ₂	0,17	0,24	0,40	0,10	0,07	0,04	0,59	0,17
MgO	36,04	18,77	31,17	33,26	12,26	9,57	37,76	33,82
CaO	0,97	22,27	Не обн.	1,27	3,83	2,79	0,68	1,87
Na ₂ O	0,05	0,15	0,25	0,10	1,98	1,46	Нет	0,17
K ₂ O	0,04	0,06	0,10	0,13	1,51	2,60	0,15	0,08
H ₂ O ⁺	11,66	5,10	8,57	10,60	4,82	4,97	Нет	10,26
H ₂ O ⁻	1,12	0,98	1,64	2,62	1,66	2,83	13,25	1,41
P ₂ O ₅	Нет	0,04	0,06	0,02	0,05	0,05	0,13	0,07
C ₂ O	0,32	17,66	Не обн.	0,14	0,84	0,38	1,10	2,31
C	Нет	Нет	»	Нет	0,16	Нет	Не обн.	Не обн.
Сумма	99,70	99,65	»	99,54	99,70	99,92	»	»

1 — плотный темно-зеленый серпентинит лизардитового состава с обилием распыленного гематита и довольно частыми мелкими выделениями брусита из крупного олистолита (разрез II, обр. 346); 2 — зеленовато-серый песчаник из обломков лизардитового серпентинита и целиком оталькованного серпентинита в кальцитовом цементе (разрез II, обр. 347); 3 — результаты предыдущего анализа, пересчитанные на бескарбонатное вещество; 4 — темно-серый плитчатый аргиллит, содержащий среди базальной глинистой массы алевритовые зерна серпентинитов (разрез II, обр. 351); 5 — зеленовато-серый алевритистый аргиллит, в котором помимо зерен серпентинитов много зерен кварца, эпидота и др. (разрез I, пачка 6, обр. 454); 6 — темно-серый алевролит, содержащий кроме зерен серпентинита много зерен кварца, плагиоклазов, серицитизированных плагиоклазов, эпидота (разрез I, пачка 6, обр. 456); 7 — среднее из 76 для массивных альпинотипных серпентинитов (Lockwood, 1971); 8 — среднее из 10 для обломочных серпентинитов (Lockwood, 1971). Анализы выполнены в Центральной химической лаборатории ГИН, аналитики Г. Ф. Галковская и И. В. Шумихина.

некоторых других минералов. Весь этот комплекс минералов, по-видимому, связан главным образом с разрушением различных габброидов и гидротермально измененных гипербазитов. Кроме того, часть избыточного кремнезема, глинозема и щелочей связана с новообразованными глинистыми минералами.

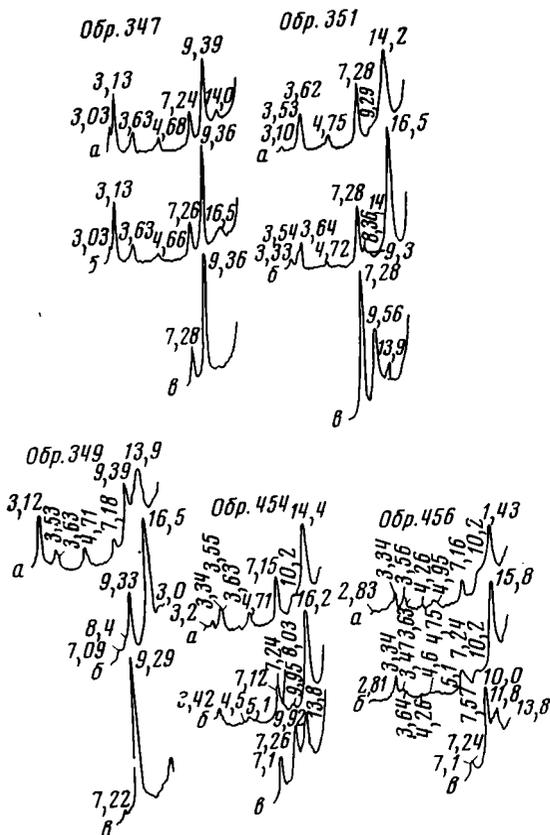
МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЛИНИСТОГО МАТЕРИАЛА

Для получения глинистого материала использовали обычный метод отмучивания фракций <0,001 мм. Отмучивание проводили из образцов, дробленных до размера 0,5—1,0 мм. По минеральному составу отмученной фракции изученные породы могут быть разделены на несколько групп.

Группа I — серпентинитовая (разрез II, обр. 348). В составе отмученной фракции практически улавливаются только минералы серпентинитовой группы: лизардит, иногда с антигоритом. Минералы серпентинитовой группы устанавливали рентгендифрактометрически по рефлексам 7,3 и 3,64 Å (фиг. 1). Последние не изменяются при насыщении этиленгликолем и прокаливании при 500°С. Присутствие одного лизардита или лизардита с антигоритом установлено по характеру дериватограмм (фиг. 2). ИК-спектрограммы также характерны для серпентинитовых минералов (фиг. 3).

В эту группу попали крупные серпентинитовые олистолиты, а также тесно связанные с ними грубые серпентинитовые конгломератобрекчии и конгломераты, чистые от примеси какого-либо несерпентинитового материала, кроме карбонатов.

Группа II — серпентин-тальковая (разрез II, обр. 347). Тальк идентифицирован по целочисленной серии значений d/n базальных рефлексов, кратных 9,4 Å (фиг. 1), а также наличию всех основных полос поглощения (470, 670, 3650, 3690 см⁻¹) на ИК-спектрограммах (фиг. 3).



Фиг. 1

Фиг. 2

Серпентиновые минералы определены по рефлексам $d/n=7,3 \text{ \AA}$ (в некоторых случаях он совпадает с рефлексом смешанослойного хлорит-монтмориллонитового образования) и $3,64 \text{ \AA}$, а также полосам поглощения $445, 630, 980, 3650, 3690 \text{ см}^{-1}$ на ИК-спектрограммах.

Намечается присутствие небольшого количества смешанослойной хлорит-монтмориллонитовой фазы, идентифицированной по широкому рефлексу с $d/n=14 \text{ \AA}$ в воздушно-сухом состоянии, $16,5 \text{ \AA}$ с этиленгликолем, $11 - 12 \text{ \AA}$ — после прокаливания.

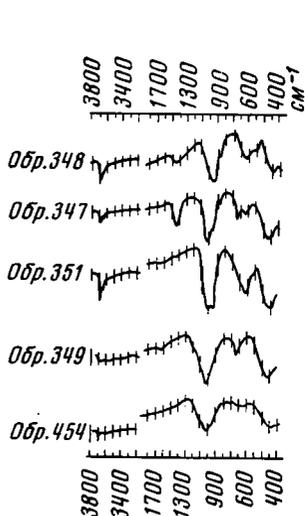
Указанный глинистый материал был отмучен из песчаников, состоящих из зерен серпентинита и талька в кальцитовом цементе. Парагенез обломков, не затронутых оталькованием либо полностью оталькованных, указывает, что этот процесс прошел еще до образования песчаников и последние являются продуктом смешения обломочного материала, поступавшего от разрушения серпентинитовых массивов, затронутых и не затронутых гидротермальными преобразованиями.

Группа III — серпентин-монтмориллонитовая (разрез II, обр. 351). Монтмориллонит идентифицирован по широкому в воздушно-сухом состоянии рефлексу с $d/n=13-15 \text{ \AA}$, который увеличивается до 17 \AA после насыщения этиленгликолем и сокращается после прокаливания (фиг. 1). В последнем случае его первое базальное отражение совпадает с рефлексом от (001) талька. Наличие большого количества минералов серпентиновой группы фиксируется дериватографически (фиг. 2). Значение d_{060} минералов $1,535 \text{ \AA}$, отсутствие на дериватограммах среднетемпературных эндотермических реакций и характер ИК-спектрограмм дают основание считать, что в проанализированных образцах присутствуют только триоктаэдрические фазы (фиг. 3).

Кроме серпентинитов и монтмориллонита в данных образцах отмечается небольшая примесь талька и хлорита. Обращает внимание, что рефлекс 14 Å хлорита имеет плавный спад интенсивности со стороны отражений больших углов, что может быть обусловлено присутствием смешанослойной хлорит-монтмориллонитовой фазы.

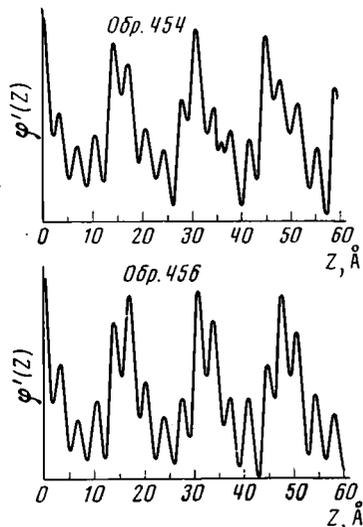
Эту группу образуют темно-серые плитчатые аргиллиты, в которых среди микрозернистого, по-видимому, монтмориллонитового цемента рассеян более грубозернистый материал, представленный исключительно серпентинитом. Лишь редкие алевритовые зерна сложены тальком.

Группа IV — тальк-монтмориллонит-хлоритовая (разрез II, обр.



Фиг. 3

Фиг. 3. ИК-спектрографические кривые фракций $< 0,001 \text{ мм}$



Фиг. 4

Фиг. 4. Графики $\varphi'(z)$ прямого преобразования Фурье хлорит — монтмориллонитовых смешанослойных образований, насыщенных этиленгликолем

349). Диагностические признаки перечисленных в названии группы минералов уже отмечались при описании минералов групп I—III (фиг. 1—3). Наличие большого количества монтмориллонита подтверждается мощной низкотемпературной эндотермической реакцией. Ее низкотемпературная область, а также наличие полосы поглощения при 470 см^{-1} на ИК-спектрах свидетельствуют о том, что во фракции имеются лишь триоктаэдрические минералы. Это следует и из значения d_{060} на рентгенограммах порошковых препаратов — 1,538 Å. Как следует из дифрактограммы (фиг. 1), во фракции присутствует немного серпентина (рефлекс с $d/n=7,3$ и 3,6), а также смешанослойный хлорит-монтмориллонитовой фазы (рефлексы при 12—13 Å на дифрактограмме прокаленного образца).

Породы, давшие фракции $< 0,001 \text{ мм}$ указанного состава, представляют собою средне- и мелкозернистые песчаники и алевролиты, выделяющиеся в разрезе светло-зеленовато-серым цветом. Структура этих песчаников бесцементная конформная.

Состав отмученной фракции достаточно полно отражает состав обломочных зерен. Большая их часть представлена оталькованными и монтмориллонитизированными зернами. Формирование талька по серпентинитам доказывается прямым сохранением в отдельных зернах реликтов серпентина типичной для серпентинитов петельчатой струк-

туры. Однако присутствие зерен серпентинитов, не затронутых оталькованием, позволяет предполагать, что оталькование происходило еще в массиве. Монтмориллонитом замещены отдельные обломки, сохранившие свой габитус, и ксеноморфные участки типа порового цемента, возникшие при формировании конформной структуры. Во многих зернах достаточно отчетливо видно образование монтмориллонита по тальку и серпентину. Однако, по-видимому, не весь монтмориллонит возник по обломкам серпентинитов и оталькованных серпентинитов. Вероятно, в породе присутствовали обломки и иного состава, в первую очередь, основных эффузивов. Были встречены зерна, сложенные монтмориллонитом, сохранившие форму обломков вулканического стекла.

В обилии встречающиеся буровато-зеленые зерна хлорита часто сохраняют «слюдистый габитус», плеохроизм, достаточно высокую интерференционную окраску, указывающую на их формирование преимущественно по биотиту, однако встречаются зерна хлорита и по обломкам волокнистых амфиболов, и по серпентинитам типа бастита.

Помимо перечисленных зерен в рассматриваемых песчаниках много зерен хромшпинелидов и встречаются обломки зерен фосфатов.

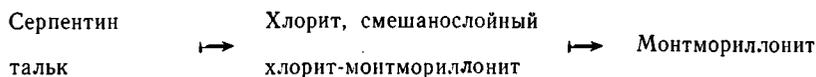
Группа V—смешанослойных хлорит-монтмориллонитовых образований (разрез I, обр. 454, 456). Эта фаза определена по широкому дифракционному максимуму с $d/n=14,3 \text{ \AA}$ в воздушно-сухом состоянии. При насыщении этиленгликолем значение d/n увеличивается в обр. 454 до $16,2 \text{ \AA}$ и в обр. 456 до $15,8 \text{ \AA}$ (фиг. 1). Характерно отсутствие рефлексов в области малых углов ($2-3^\circ 2\theta$ Си-излучения). Изложенное позволяет считать, что смешанослойные образования имеют различные соотношения пакетов. Чередование последних неупорядоченное. Присутствие монтмориллонитовых пакетов вытекает и из дериватографических исследований (фиг. 2), показавших высокое содержание воды, выделяющейся при низких температурах. Графики $\phi^1(z)$ прямого преобразования Фурье (фиг. 4) свидетельствуют о присутствии двух пакетов: высота одного из них 14 \AA (А), другого — 17 \AA (В). Содержание пакета хлоритового типа выше в обр. 454, чем в обр. 456. В обоих образцах, однако, соотношение пакетов близко к $0,5 : 0,5$.

Основную смешанослойную фазу в этих образцах сопровождают хлорит, серпентин и гидрослюды.

Породы, в глинистой фракции которых доминирует смешанослойная хлорит-монтмориллонитовая фаза, представляют собою темно-серые и зеленовато-серые глинистые алевролиты и алевритистые аргиллиты, в наиболее крупной обломочной фракции которых помимо серпентинитов много зерен кварца, полевых шпатов, эпидота.

Рассмотрев полученные материалы по минеральному составу глинистой фракции из алевролитов, песчаников и более грубообломочных пород, связанных с разрушением серпентинитовых массивов, можно заметить, что, во-первых, ее состав достаточно полно отражает состав основной массы обломков и, во-вторых, по мере засоренности пород несерпентинитовыми обломками в составе глинистого материала появляется монтмориллонит и смешанослойные хлорит-монтмориллонитовые образования. Несомненно, что часть хлорита и монтмориллонита возникла по серпентинитам и тальку, а также вследствие смешения с другим силикатным и алюмосиликатным материалом.

Можно представить следующую последовательность преобразования:



Общая особенность этого преобразования — сохранение силикатами и гидросиликатами триоктаэдрической структурной основы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Тесная связь обломочных пород мономиктового серпентинитового состава с олистостромовой толщей позволяет понять и условия их формирования. Как было отмечено в работах А. Л. Книппера (1971^{1, 2}), сеноман-раннесенонское время в пределах Мало-Кавказской части океана Тетис характеризовалось интенсивным сучиванием океанической коры. Это заставляло ранее отложившиеся осадки океанического типа (в частности, отложения верхнеюрской — нижнемеловой эффузивно-радиоляритовой серии), а также подстилающие их образования офиолитового фундамента в виде меланжа и протрузий обнажаться на дне бассейна. Формировавшиеся вследствие этого местные поднятия под действием продолжающихся внутренних напряжений, а также гравитационной неустойчивости разваливались, давая очень своеобразные по составу и строению оползневые толщи, распространенные на большей части Севано-Акеринской зоны.

Проводимое в последние годы последовательное изучение этих отложений указывает на большое разнообразие в их составе и крайнюю фаціальную изменчивость. Так, в районе Кылычлинской и Чаплинской структур в олистостромовой толще резко доминирует эффузивный радиоляритовый материал (Григорьев и др., 1975). Такой неодинаковый состав олистостромовой толщи, по-видимому, отражает разный состав пород офиолитового комплекса, вскрывавшихся в тектонических поднятиях. Вполне вероятно, что в местах наиболее сильного сжатия, каким представляется и рассмотренный район, на поверхность дна бассейна выжимались сравнительно более крупные массы глубинных пород типа серпентинитов и связанных с ними габброидов.

При дальнейшем перемещении материала по дну бассейна с таких поднятий резко превалировал процесс сползания различных по величине пластин от мелких олистолитов до крупных покровов. И те и другие по мере движения дробились, давая мономиктовые шлейфы конгломерато-брекчий и более мелкого обломочного материала, иногда формировавшего суспензионные потоки. Вероятно, это один из наиболее часто встречаемых механизмов формирования мономиктовых обломочных пород в геосинклинальных условиях.

Во всяком случае, изученные обломочные породы серпентинитового состава бесспорно тяготеют к Ипякскому гипербазитовому массиву, и проще всего объяснить соотношение, допустив, что крупная гравитационная пластина напозла на продукты своего разрушения. По мере удаления от Ипякского массива количество обломков серпентинитов в олистостроме резко уменьшается, что указывает на особые условия разноса обломочного материала, в которых роль течений, по-видимому, была не главной.

Нам представляется, что в обстановке формирования описанных обломочных серпентинитовых пород и современных океанических осадков такого же состава много сходного и существенно различного. Общее заключается в том, что как те, так и другие формировались в условиях расчлененного рельефа, вскрывающего гипербазитовые породы. Однако, если в современных океанах они связаны со структурами растяжения дна, то для сеноманского времени в Тетисе это были структуры сжатия.

Касаясь судьбы серпентинитового материала в обломках, можно отметить, основываясь на полученных нами результатах, что он хорошо сохраняется в осадке, только пока не засорен обломками силикатов и алюмосиликатов. В противном случае обломки серпентинитов, и в первую очередь наиболее тонкая их фракция, замещаются глинистыми минералами, такими, как хлорит, смешанослойный хлорит-монтмориллонит, монтмориллонит. В своей работе Дж. П. Локквуд также

отмечал появление в «обломочных серпентинитах» весьма существенной примеси хлоритов, которые он считал новообразованными продуктами, возникшими вследствие неустойчивости серпентиновых минералов в присутствии силикатов и алюмосиликатов, захваченных в процессе осадкообразования. Присутствие хлорита он рассматривает как диагностический признак осадочных серпентинитов. Э. Бонатти, Дж. Хоннорес и С. Гартнер допускают, что формирование присутствующего в осадочных серпентинитах Mg-хлорита может идти путем прямой трансформации серпентиновых минералов. Наши данные показали, что наряду с хлоритом формируется и монтмориллонит.

Исходя из всего сказанного, вполне вероятно заключить, что в тех случаях, когда гипербазитовый материал составлял лишь ту или иную часть осадка, обломки серпентинитов, талька, как и оливина, не будут сохраняться в породе и на размыв гипербазитов будут указывать лишь хромшпинелиды. Примеры таких пород известны среди геосинклинальных отложений Урала (Хворова и др., 1975).

ЛИТЕРАТУРА

- Арутюнян Г. С.* О гипербазитовых конгломератах северо-восточного побережья оз. Севан — В кн.: Материалы II конференции молодых научных работников. Ереван, Изд-во АН АрмССР.
- Петелин В. П.* Формирование минерального состава глубоководных осадков.— В кн.: История Мирового океана. «Наука», 1971.
- Григорьев В. Н., Книппер А. Л., Соколов С. Д.* Верхнемеловой олистостромовый комплекс Кылычлинской синклинали (Севано-Акеринская зона Малого Кавказа).— Сов. геология, 1975, № 7.
- Книппер А. Л.* Внутреннее строение и возраст серпентинитового меланжа Малого Кавказа.— Геотектоника, 1971, № 5.
- Книппер А. Л.* История развития серпентинитового меланжа Малого Кавказа.— Геотектоника, 1971, № 6.
- Мурдмаа И. О.* О некоторых особенностях минерального состава осадков рифтовых зон срединно-океанических хребтов.— Литол. и полезн. ископ., 1968, № 5.
- Соколов С. Д.* Верхнемеловая серпентинитовая олистостромовая толща Сарыбабинского синклинория и ее формирование в связи со становлением Ипякского массива гипербазитов.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, т. 50, вып. 4.
- Хворова И. В.* Геосинклинальные кремнеобломочные породы и условия их формирования.— Литол. и полезн. ископ., 1974, № 2.
- Хворова И. В., Ренгартен Н. В., Вознесенский Т. А.* Особенности минерального состава обломочных пород раннегеосинклинальных формаций — В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М., «Наука», 1975.
- Bonatti E., Honnorez J., Gartner S.* Sedimentary serpentinites from the mid-atlantic ridge.— J. Sediment. Petrol., 1973, v. 43, No. 3.
- Lockwood J. P.* Sedimentary and Gravity-Slide Explacement of Serpentine.— Bull. Geol. Soc. America, 1971, v. 82, No. 4.

Почвенный институт
Геологический институт
Москва

Дата поступления
10.IX.1974

УДК 551.21 : 551.761 (571.5)

**РОЛЬ ВУЛКАНИЗМА В ФОРМИРОВАНИИ ОТЛОЖЕНИИ
РАННЕГО ТРИАСА ЛЕНО-ВИЛЮЙСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ
ПРОВИНЦИИ**

В. Ю. ИВЕНСЕН, Г. В. ИВЕНСЕН

На основании петрографических, минералогических и геохимических исследований сделан вывод о преимущественно аутигенном характере глинистых минералов, образовавшихся во всех типах пород путем замещения обломков эффузивов и стекла основного состава. Сравнение концентраций титана, алюминия и железа в разных гранулометрических типах пород с таковыми в эффузивах позволило оценить долю участия в составе соответствующих обломочных пород вулканогенного материала. Пирокластическая природа вулканогенного материала доказывается формой его обломков в песчано-алевритовых породах.

В разрезе нижнетриасовых отложений выделены три свиты: (снизу вверх) усть-кельтерская, мономская и сыгынканская. Первая соответствует индскому, а вторая и третья — оленекскому ярусам. Отложения образуют два крупных седиментационных ритма, нижние части которых представлены пелитами, а верхние — псаммитами. Нижний ритм полностью включается в усть-кельтерскую свиту, нижняя глинистая часть верхнего ритма выделяется в самостоятельную мономскую свиту, а верхняя песчаная — в сыгынканскую. Типичный разрез нижнетриасовых отложений на Средне-Вилюйском месторождении включает в себя все три свиты, мощности которых соответственно равны 550, 170 и 250 м, причем глинистая часть усть-кельтерской свиты имеет мощность около 95 м. Глинистые толщи являются хорошими региональными покрывками, к основаниям которых приурочены основные запасы газа и конденсата Лено-Вилюйской провинции.

До недавнего времени вулканогенно-осадочные породы на территории западного склона Верхоянского хребта были известны на немногих участках в базальных слоях нижнего триаса в ассоциации с покровами базальтоидов. Недавно А. Е. Киселев (1970) описал туфы и туффиты песчано-алевритовой размерности, присутствующие на разных стратиграфических уровнях разреза нижнего триаса. Термином «туфопелиты» мы обозначили глинистые породы, минералы которых сформировались в результате постседиментационных преобразований вулканогенного материала основного состава (Ивенсен и др., 1972). Подобные породы другие авторы не описывали. Мы рассмотрели территориальную зональность в распространении ассоциаций глинистых минералов этих пород, а в дальнейшем показали, что понятию «туфоаргиллиты» (Хворова, Сибиркина, 1968) соответствует подавляющее большинство глинистых пород нижнего триаса рассматриваемой территории.

В толще нижнего триаса выделено пять типов пород: песчаники средние и мелкие, алевриты, туфы и туффиты средне- и мелкообломочные,

туфы и туффиты тонкообломочные, туфоаргиллиты. Первые четыре типа выделены на основе петрографического изучения шлифов, последних — на основании рентгено-структурного изучения глинистых минералов и геохимических особенностей пород.

Песчаники относятся к полимиктовой группе с преобладанием аркозовых и граувакко-аркозовых типов. На западе и севере изученной территории (Вилюйская синеклиза, Предверхоанский прогиб) в составе их обломков много средних плагиоклазов и основных эффузивов, а на востоке (западное крыло Куранахского антиклинория) роль этого материала незначительна. Цемент поровый и порово-пленочный, в глинистых разностях — базальный. На западе и севере представлен сложной ассоциацией минералов: монтмориллонит, смешанослойные образования монтмориллонита — хлорита (?) и монтмориллонита — гидрослюды, хлорита, гидрослюды и каолинита. На востоке ассоциация двухкомпонентная — гидрослюдисто-хлоритовая.

Состав обломков алевролитов подобен вышеописанному. Алевролиты отличаются лишь большей разложенностью обломков горных пород, контуры которых в глинистой массе цемента часто с трудом различимы. Цемент обычно базальный, его количество меняется в широких пределах, что обуславливает существование переходных разностей от алевролитов к аргиллитам. Минеральный состав цемента алевролитов такой же, как в песчаниках.

Вулканогенно-обломочные породы на востоке Вилюйской синеклизы и примыкающей части Верхоянского мегантиклинория образуют единое поле. В базальных слоях нижнего триаса также заключены горизонты эффузивов.

Средне-, мелко-, тонкообломочные туфы и туффиты серо-зеленые, реже буро-красные образуют в глинистых толщах линзы и пласты мощностью до нескольких метров. Они сложены зернами кварца (5—35%), плагиоклазов (6—40%), основного вулканического стекла (15—45%) и обломками основной массы эффузивов (15—40%). В витрокластических разностях туфов обломков стекла до 90%. В некоторых мелкообломочных туфах на западе (Средне-Вилюйская площадь) присутствуют реликты немногочисленных зерен пироксена. Цемент поровый и порово-пленочный, чаще всего крустификационный, хлоритовый. На западе центральные участки пор иногда выполнены каолинитом и карбонатом, которые корродируют новообразованные и обломочные зерна.

Зерна кварца и полевых шпатов угловатые и остроугольные. Многие призматические зерна плагиоклазов (типа интрателлурических вкрапленников) не имеют следов окатанности. Обломки стекла и стекловатой основной массы эффузивов чаще всего овальные, комочкообразные. Стекло значительно изменено, зеленое. В некоторых зернах стекла заключены микролиты плагиоклаза, пузырьки и наблюдается флюидальность. Показатель светопреломления незатронутых разложением пирокластов стекла составляет 1,563—1,575. В большинстве случаев стекло замещено хлоритом и глинистыми минералами.

В тонкообломочных (алевролитовой размерности) туфах и туффитах витрокластические разности более распространены. Степень разложения стекла и обломков основной массы эффузивов в них значительно выше. Основной процесс изменения пирокластического материала — глинизация. Количество цемента в этих породах также варьирует в широких пределах. На западе цемент представлен монтмориллонитом, смешанослойными образованиями монтмориллонита — хлорита (?) и монтмориллонита — гидрослюды, хлоритом, гидрослюдой и каолинитом, на востоке состав глинистого цемента гидрослюдисто-хлоритовый.

Туфоаргиллиты в принятой нами классификации (Хворова, Сибиркина, 1968) относятся к паратуффитам. Хотя мы и показали, что в составе аргиллитов нижнего триаса преобладают глинистые минералы,

образовавшиеся путем девитрификации вулканогенного материала, доказать это удастся не во всех случаях. Поэтому глинистые породы устькельтерской и мономской свит нижнего триаса на данной территории мы называем туфоаргиллитами. Они различных красных (преобладают) и зеленых оттенков.

Минеральный состав глинистого вещества всех описанных пород изучался с помощью рентгено-структурного анализа. Полученные данные показывают, что во всех типах пород состав и набор глинистых минералов идентичны. Комплекс глинистых минералов включает монтмориллонит, в основном натриевого типа, железистые хлориты, гидрослюда, каолинит и смешанослойные образования монтмориллонит — гидрослюда и монтмориллонит — хлорит (?).

Хлорит преобладает в глинистом веществе туфоаргиллитов и цементе остальных типов пород. Судя по его оптическим константам и выявляемому рентгеновским исследованием соотношению рефлексов 002 и 004 к 001 и 003, он относится к железистым разновидностям; присутствует в переменных количествах во всех изученных образцах.

Гидрослюда присутствует в глинистых фракциях всех типов пород, иногда ее до 90% объема глинистого вещества, но в некоторых наименее измененных разновидностях пород она отсутствует. В образцах с абсолютным преобладанием гидрослюда, освобожденных от примеси других минералов, определяли ее модификацию: во всех исследованных образцах содержится смесь модификаций 1М и 2М.

Каолинит присутствует преимущественно в цементе песчано-алевритовых пород, а в глинистых породах играет незначительную роль. Он хорошо раскристаллизован, выполняет центральные участки пор и кородирует обломочные зерна. Все это указывает на аутигенную природу каолинита, который, очевидно, возник на регрессивном этапе эпигенеза.

Смешанослойные минералы имеют неупорядоченную структуру и являются, по нашему мнению, продуктами начавшегося преобразования монтмориллонита.

В распространении ассоциаций глинистых минералов имеется четкая закономерность, не зависящая от их распределения по типам пород. В Вилуйской синеклизе и Предверхоянском прогибе распространена наиболее сложная ассоциация, включающая все упомянутые выше минералы. В Верхоянье сохраняется лишь наиболее устойчивая гидрослюдисто-хлоритовая ассоциация (Ивенсен и др., 1972). Мы объясняем эту закономерность тем, что в различных тектонических структурах породы нижнего триаса подверглись неодинаковым статическим и динамическим нагрузкам и, следовательно, претерпевали разные по интенсивности постдиagenетические преобразования.

Таким образом, в наших породах преобладающая часть глинистых минералов аутигенная. При этом состав минералов и тенденция в их постседиментационных преобразованиях свидетельствуют в пользу того, что они развивались за счет вулканогенного материала основного состава. Природа этого материала (стекло, обломки стекловатого базиса эффузивов) из-за его неустойчивости благоприятствовала широкому развитию процессов глинизации.

Валовый химический состав¹ вулканогенно-обломочных пород близок таковому эффузивных диабазов (табл. 1), хотя в содержаниях отдельных компонентов и имеются довольно существенные различия, обусловленные примесью терригенного материала, что наглядно видно на примере средне- и мелкообломочных туфов и туффитов. В качестве индикаторов присутствия пирокластического материала мы выбрали дву-

¹ Химические анализы пород и определения TiO_2 , Al_2O_3 и $Fe_{общ}$ выполнены в Химико-аналитической лаборатории ИГ ЯФ СО АН СССР под руководством К. И. Каширцевой и Химико-аналитической лаборатории ЯГУ под руководством В. Д. Шалицкой.

Таблица 1

Средний химический состав эффузивных диабазов и вулканогенно-обломочных пород нижнего триаса, вес. %

Компонент	Диабазы	Средне- и мелко-обломочные туфы и туффиты	Тонкообломочные туфы и туффиты	Туфоаргиллиты
SiO ₂	44,66	61,24	49,92	52,62
TiO ₂	1,60	1,48	2,25	1,88
Al ₂ O ₃	15,57	12,00	16,65	17,61
Fe ₂ O ₃	5,65	3,41	8,28	8,35
FeO	8,60	6,62	5,96	4,34
MnO	0,38	0,18	0,12	0,09
MgO	5,37	2,79	2,89	2,67
CaO	10,06	1,95	1,62	1,15
Na ₂ O	1,99	1,44	1,69	1,25
K ₂ O	0,26	1,27	1,69	2,22
P ₂ O ₅	0,14	0,19	0,30	0,25
Число анализов	23	11	12	19

Таблица 2

Средние содержания (вес. %) TiO₂, Al₂O₃ и Fe_{общ} в породах нижнего триаса и коэффициенты концентрации этих компонентов по отношению к их содержанию в эффузивных диабазах

Группы пород	Число анализов	Среднее содержание			Коэффициент концентрации		
		TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe _{общ}	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe _{общ}
1. Вулканиды и пирокласты Т ₁							
Эффузивные диабазы	23	1,60	15,57	10,63	1,0	1,0	1,0
Туфоаргиллиты	19	1,88	17,61	9,21	1,17	1,13	0,87
Тонкообломочные туфы и туффиты	12	2,25	16,65	10,42	1,40	1,07	0,98
Средне-мелкообломочные туфы и туффиты	11	1,48	12,00	7,52	0,92	0,77	0,71
Среднее по гранулометрическим типам пород:							
2. Усть-кельтерская свита							
Пелиты	26	1,59	17,59	7,35	0,99	1,13	0,69
Алевриты	23	1,50	14,54	6,84	0,93	0,93	0,64
Псаммиты	86	0,90	11,32	5,24	0,56	0,73	0,49
3. Мономская свита							
Пелиты	18	1,74	16,00	8,31	1,08	1,03	0,78
Алевриты	16	1,49	12,75	7,01	0,93	0,82	0,66
Псаммиты	27	0,99	11,89	5,16	0,62	0,76	0,48
4. Сыгынканская свита							
Пелиты	7	0,92	17,19	4,75	0,57	1,10	0,45
Алевриты	15	1,05	16,24	5,67	0,66	1,04	0,53
Псаммиты	47	0,69	10,65	3,87	0,43	0,63	0,36

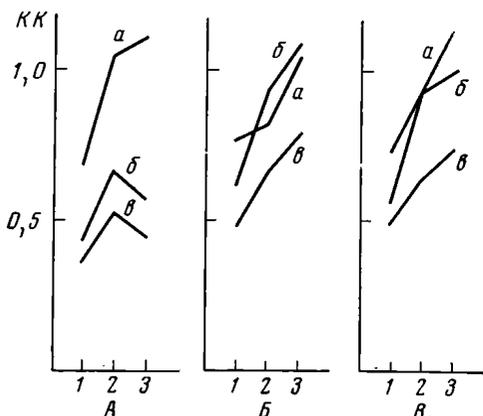
окись титана, глинозем и общее железо, контроль за принадлежностью минеральных форм которых к терригенному или вулканогенному материалу легко осуществляется обычными петрографическими методами. В глинистых породах, где петрографическое изучение не позволяет определить генезис исходного материала, за «эталонные» туфоаргиллиты мы приняли такие породы, в которых основное количество глинистой массы представлено монтмориллонитом и железистым хлоритом.

Количество вулканогенного материала, присутствующего в пелитах и цементе песчано-алевритовых пород, ввиду его превращения в глинистые минералы нельзя оценить визуально. Для такой оценки и суждения о генезисе пород необходимо учесть их геохимические особенности. И. В. Хворова и А. А. Гаврилов (1969) описали характерный для вулканогенно-осадочных пород тип соотношения титана, железа и алюми-

ния. Из-за различной миграционной способности этих элементов при образовании глинистых минералов в зоне гипергенеза и последующем их переотложении первичные соотношения между тремя элементами существенно изменяются. Напротив, если глинизация вулканогенного материала происходит непосредственно в осадке, соотношения названных элементов сохраняют в глинах черты, характерные для исходного вулканогенного материала. Это позволяет использовать данные о содержании двуокиси титана, глинозема и общего железа в глинах для оценки первичного содержания в них вулканогенного материала, а также глинистого материала, привнесенного из зоны гипергенеза (табл. 2).

Поскольку вулканогенный материал распределен более или менее равномерно по всей мощности лишь в двух нижних свитах нижнего триаса (усть-кельтерской и мономской), а в верхней, сыгынканской, вулканогенно-осадочные породы образуют единичные пласты и пропластки, сравнение геохимических особенностей трех свит позволяет выявить различия в исходном содержании вулканогенного материала в их составе.

Сопоставляя анализы туфов и туффитов (табл. 2, группа 1) с анализами пород, объединенных по гранулометрическому составу независимо от их генезиса (табл. 2, группы 2, 3, 4), мы приходим к выводу, что содержание вулканогенного материала в каждом из трех гранулометрических типов пород усть-кельтерской и мономской свит достаточно велико, по-



Коэффициенты концентрации (КК) TiO_2 , Al_2O_3 и $Fe_{0.6}$ в гранулометрических типах пород

А — свита: сыгынканская, Б — мономская, В — усть-кельтерская, 1 — песчаники, 2 — алевриты, 3 — пелиты; а — Al_2O_3 ; б — TiO_2 ; в — $Fe_{0.6}$

скольку концентрации двуокиси титана, глинозема и железа в них близки таковым в типичных туфах. Значительно более низкие содержания этих компонентов в породах сыгынканской свиты (табл. 2, группа 4) показывают, что доля вулканогенной составляющей в них значительно меньше.

Наиболее высокие концентрации элементов триады в пелитах усть-кельтерской и мономской свит, которые по химическому составу ближе всего типичным туфоаргиллитам, генезис которых подтвержден комплексом петрографических, минералогических и геохимических данных. Валовой химический состав алевритов тех же свит несколько отклоняется от состава эталонных алевритовых пирокластов, однако он близок

составу эффузивных диабазов. Псаммиты названных свит по химическому составу наиболее резко отличаются от диабазов, но сравнение их с эталонными пирокластами той же размерности указывает на присутствие существенной примеси вулканогенного материала и в них.

Породы сыгынканской свиты весьма отличаются по химическому составу от диабазов и эталонных пирокластов. Наиболее резко это проявлено у титана и железа, в то время как глинозема примерно столько же, сколько его в соответствующих гранулометрических типах эталонных пирокластов. Низкие содержания титана и железа демонстрируют относительно малую роль вулканогенного материала в составе отложений сыгынканской свиты.

Кривые распределения коэффициентов концентрации трех элементов (фигура) в породах усть-кельтерской и мономской свит резко отличаю-

ся от таких, построенных для сыгнканской свиты. В первых двух свитах коэффициенты ближе к 1 и закономерно увеличиваются в ряду пород от псаммитов к пелитам. В породах сыгнканской свиты коэффициенты концентрации изменяются разнонаправленно. Они увеличиваются для всех трех элементов в направлении от псаммитов к алевролитам, но далее, в пелитах, коэффициенты концентрации титана и железа существенно уменьшаются, а коэффициент глинозема продолжает увеличиваться. Возрастание концентрации глинозема в этих пелитах естественно — оно соответствует увеличению в их составе доли аллотигенных глинистых минералов. Уменьшение же коэффициентов титана и железа указывает на то, что в пелитах сыгнканской свиты данные компоненты в отличие от глинозема не связаны с наиболее тонкой фракцией породы (и первичного осадка).

Близость валового состава типичных вулканогенно-осадочных пород и эффузивных диабазов, а также форма обломков в пирокластах песчано-алевритовой размерности однозначно свидетельствуют о том, что исходный материал этих осадков не был переработан в зоне гипергенеза. Округлую форму зерен вулканического стекла некоторые исследователи принимают за признак их хорошей окатанности, но в действительности она указывает лишь на то, что вулканический материал в процессе извержения находился в пластическом состоянии и стекло в преобладающей части представляет собой частицы вулканического пепла, а не окатанные терригенные зерна.

Все изложенное свидетельствует о высоком содержании вулканогенного материала в породах усть-кельтерской и мономской свит и о почти полном отсутствии переработки этого материала в процессе его разрушения или переноса. Это доказывается высокими концентрациями таких порообразующих элементов, как железо и титан, их соотношением с алюминием, близким к первичному, а также морфологией пирокластов в песчано-алевритовых породах и парагенезисом этих пород с типичными туфами и туффитами.

В свете изложенного необходимо рассмотреть вероятные источники вулканогенного материала и оценить возможность накопления такого большого объема вулканогенно-осадочных отложений в данных структурно-формационных условиях. Для нижней глинистой части усть-кельтерской свиты источник этого материала не вызывает сомнений, поскольку в этом интервале разреза на всей территории зафиксированы проявления основного эффузивного магматизма. Однако выше по разрезу следы синхронного магматизма отсутствуют. Главным, по нашему мнению, поставщиком огромного количества вулканогенного материала в это время должна была быть восточная часть Сибирской платформы с ее трапповым вулканизмом. Региональная зональность в распределении псаммитовой пирокластике, отмеченная нами, подтверждает такое предположение.

С этой точки зрения интересны данные Д. И. Мусатова и В. С. Порядина (1970), которые пишут: «...суммарный объем вулкаников в пределах Тунгусской синеклизы и некоторых прилегающих районов платформы составляет более 2 млн. км², при среднем коэффициенте эксплозивности 35%. Для северной части коэффициент эксплозивности не превышает 10% (чаще 1—5%), а для южной (если верно предположение о значительном распространении лав) — 70—80%. Лишь около 20% объема вулкаников можно отнести к среднему триасу, а 80% — к верхам перми и нижнему триасу, причем на долю последнего падает не менее 65—70%» (стр. 137).

Вывод о пирокластической природе основной части вулканического материала, из которого сформировались глинистые породы нижнего триаса, и значительном его содержании в составе песчано-алевритовых пород позволяет однозначно объяснить их геохимическую специфику

(высокие концентрации титана, алюминия, железа) и пестроцветную окраску. Коэффициенты концентрации этих трех элементов дают возможность оценить долю пирокластического материала в составе каждого гранулометрического типа пород. Наибольшую роль играет в составе пелитов, образованных из наиболее тонкой фракции пирокластики, распространившейся на значительно большую территорию, чем песчано-алевритовая, выпадавшая в осадок значительно быстрее в результате гравитационной дифференциации в воздушной и водной средах.

ЛИТЕРАТУРА

- Ивенсен В. Ю., Ивенсен Г. В., Семенов В. П.* Некоторые корреляционные литолого-петрографические особенности нижнетриасовых отложений центральной части Предверхооянского прогиба и Вилюйской синеклизы.— В сб.: Литолого-геохимические методы корреляции разрезов осадочных толщ Сибири. Новосибирск, «Наука», 1972.
- Киселев Е. А.* Аквагенные и пепловые туфы Ленно-Вилюйской нефтегазоносной провинции.— Сов. геол., 1970, № 3.
- Мусатов Д. И., Порядин В. С.* Вулканизм триаса и его роль в истории развития земли.— В кн.: Проблемы палеовулканизма Средней Сибири. Красноярск, Красноярское кн. изд-во, 1970.
- Хворова И. В., Сибиркина Л. М.* Информация о семинаре по классификации, номенклатуре и диагностике вулканогенно-осадочных (обломочных) пород.— Литол. и полезн. ископ., 1968, № 5.
- Хворова И. В., Гаврилов А. А.* Яшмово-терригенный комплекс ордовика Ишимской Луки и условия образования кремнистых осадков.— Литол. и полезн. ископ., 1969, № 4.

Институт геологии
Якутского филиала СО АН СССР
Якутск

Дата поступления
11.IX.1974

УДК 553.31 : 553.32 : 551.735 (574)

О ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ РАЗМЕЩЕНИЯ ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ФАМЕНЕ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

А. Б. ВЕЙМАРН, М. В. МАРТЫНОВА

Установлена разновозрастность фаменских вулканогенно (гидротермально)-осадочных месторождений в различных районах Центрального Казахстана. Выявлена приуроченность месторождений к различным литофациальным типам разреза. Максимальную ценность представляют месторождения каражальского типа, связанные с кремнисто-глинисто-карбонатным подтипом разреза застойных впадин морского дна.

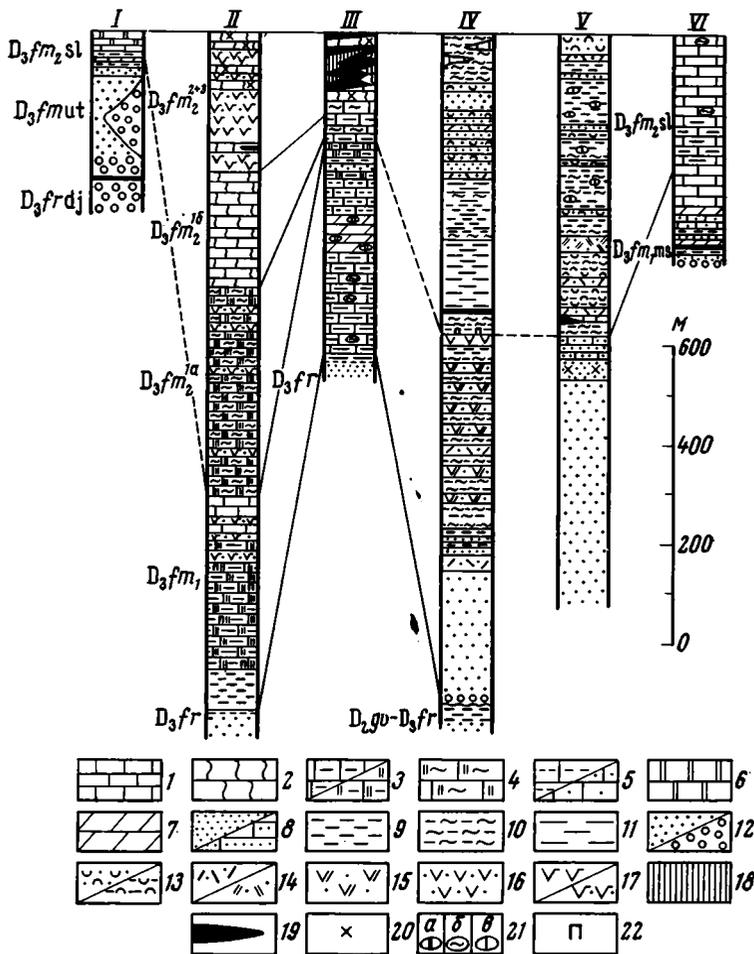
К отложениям фамена в Центральном Казахстане приурочена подавляющая часть железо-марганцевых месторождений. Среди них мы выделили гидротермально (вулканогенно)-осадочные и контактово-метасоматические. Последние некоторые геологи рассматривают как первично вулканогенно-осадочные, позднее контактово-метаморфизованные.

Для металлогенических построений при любой трактовке генезиса крайне важно выяснить возраст и литофациальный характер пород, вмещающих оруденение. Для этого мы свели к единой схеме весь имеющийся палеонтолого-стратиграфический материал по отдельным районам, детализировали расчленение фамена, дали возможно более точную привязку отдельных месторождений и рудопроявлений к разрезу.

Работы проводились на обширной площади от гор Улутау на западе до хребта Чингиз на востоке и от оз. Тениз на севере до северных окраин Бетпак-Далы на юге. Сюда вошли почти все железо-марганцевые месторождения Центрального Казахстана, группирующиеся в трех рудных районах: Джекказган-Улутауском, Атасуйском и Каркаралинском, а также обособленное месторождение Муржик. Авторы лично изучили большую часть разрезов фамена и почти все месторождения и рудопроявления, учли разнообразные материалы, полученные геологами МГУ, ЦКТГУ, ВСЕГЕИ, ГИН АН СССР, ИГН АН КазССР.

СТРАТИГРАФИЯ И ЛИТОФАЦИАЛЬНЫЕ ТИПЫ РАЗРЕЗОВ

Отложения фамена представлены преимущественно карбонатными и карбонатно-терригенными породами. Они трансгрессивно перекрывают более древние образования на поднятиях и связаны постепенным литологическим переходом с терригенными отложениями франа в прогибах. В области варисцид и местами каледонид отложения фамена обогащены вулканогенным материалом. Они выходят в краевых частях синклинальных структур, выполненных каменноугольными образованиями. Мощности карбонатных разрезов изменяются от первых десятков до 1700 м (Каракингирский прогиб), терригенных и вулканогенно-осадочных — более 1500 м (Северо-Балхашский синклинорий). Отложения фамена расчленяются по фауне на мастеровский и сульфидеровый горизонты, сопоставляемые соответственно с нижним и верхним подъяруса-



Фиг. 1. Сопоставление разрезов фамена

Известняки: 1 — зернистые и органогенно-детритовые, 2 — узловато-слоистые, конгломератовидные («климениевые»), 3 — глинистые и углисто-глинистые, 4 — углисто-кремнистые, 5 — алевритистые и песчаные, 6 — доломитистые известняки и доломиты, 7 — мергели и глинисто-карбонатные породы; 8 — песчаники и известковистые песчаники; 9 — алевролиты; 10 — кремнистые алевролиты; 11 — аргиллиты; 12 — гравелиты и конгломераты; 13 — туфогенные песчаники и алевролиты; туфы: 14 — липаритовые и дацитовые, 15 — андезито-дацитовые, 16 — андезитовых порфиритов; 17 — диабазовые и базальтовые порфириты и их туфы; 18 — железистые яшмы; 19 — марганцевые, железо-марганцевые и железные руды; 20 — рассеянная железо-марганцевая минерализация; 21 — конкреции: а — железистые, б — кремнистые и кремнисто-карбонатные, в — карбонатные; 22 — пиритизация; свита: dj — джездинская, ut — уйтаская; горизонт: ms — мейстеровский, sl — сульфидерный. Месторождение: I — Дзезды, по В. А. Голубовскому, II — участок Северный Жайрем, по А. А. Рожнову, III — Западный Каражал, по В. И. Кавуну и И. К. Двойченко, IV — Агабай-Дугулу, по А. Б. Веймарну, V — Тортукуль, по Л. В. Белякову с дополнениями, VI — Муржик, по А. Б. Веймарну и М. В. Мартыновой

ми. Горизонты объединяют разнофациальные отложения, выделявшиеся ранее как слои: мейстеровские (калькаратусовые) и пелециподовые — нижний фамен; сульфидерные и климениевые — верхний фамен. Названные горизонты отвечают одноименным слоям, исключая верхи сульфидерных слоев со «*Spirifer*» *dada* Nal., которые, согласно унифицированной схеме, относятся к основанию карбона. В кораллово-брахиоподовых фациях сульфидерный горизонт западной части Центрального Казахстана расчленен на слои местной схемы (Мартынова, 1967), отвечающие трем брахиоподовым зонам, которые прослеживаются и в других

районах. В мейстеровском горизонте отмечены различия комплексов брахиопод из нижней и верхней частей разреза. В моллюсковых фациях установлены все зоны принятого расчленения фаменского яруса по цефалоподам и выделены зоны по пелециподам. Зональное расчленение способствовало уточнению стратиграфической привязки железомарганцевого оруденения (фиг. 1) и позволило составить карту литофациальных типов разрезов на детальной биостратиграфической основе.

По окраинам площади распространения фаменского морского бассейна карбонатные породы мейстеровского и нижней части сульфидеро-вого горизонтов замещаются прибрежно-морскими терригенными отложениями. На западе они выделяются как уйтасская и дайринская свиты с базальными конгломератами в основании, имеющие «скользящую» верхнюю стратиграфическую границу.

Каждый разрез фаменского яруса представляет комплекс литофаций, выявляющих закономерности условий осадкообразования.

Мы выделяем 9 литофациальных типов разреза, каждый из которых характеризуется определенным набором пород, составом органических остатков, порядком мощностей и рядом других особенностей (фиг. 2, 3).

Прибрежно-континентальный терригенный тип. Красноцветные песчаники и конгломераты с подчиненными прослоями алевролитов и аргиллитов. Разрез обычно начинается валунными конгломератами. Крупность обломочного материала уменьшается вверх по разрезу. Обычна косая слоистость. Характерна невыдержанность отдельных горизонтов и резкая изменчивость мощности вплоть до полного выклинивания на коротких расстояниях. Мощность разреза до 600 м. Органические остатки отсутствуют. В этом типе разреза объединены отложения, формировавшиеся в условиях морского побережья, представленные фациями пляжей, дельт, приморских равнин (озерные, конусы выноса и др.).

Прибрежно-морской терригенный тип. Пестроцветные и сероцветные песчаники, мелкогалечные конгломераты, гравелиты, алевролиты, известковистые песчаники, редкие прослои песчаных и глинистых известняков, мергелей, тяготеющих к верхам разреза. Сортированность материала, его размерность и карбонатность возрастают вверх по разрезу. Обычна горизонтальная слоистость. Органические остатки — редкие раковины лингул и пелеципод, остатки наземных растений. Мощность выдерживается на значительных расстояниях, от первых десятков до 700 м.

Прибрежно-морской вулканогенно-терригенный тип. Характеризуется теми же особенностями, что и предыдущий, отличаясь присутствием прослоев туфопесчаников, туффитов и туфов кислого и среднего состава. Мощность до 750 м.

Лагунный карбонатно-гипсоносно-терригенный тип. Серые и розовые гравелиты, песчаники, аргиллиты, доломиты, ангидриты, каменная соль. Органические остатки отсутствуют. Мощность 40—60 м.

Морской терригенный тип. Мелко- и среднезернистые песчаники и алевролиты, красные, серые и серо-зеленые, линзовидно-переслаивающиеся. Вверх по разрезу серые тона становятся преобладающими. Характерны косая и горизонтальная микрослоистость, растительный детрит и единичные линзовидные прослои известняков с остатками брахиопод. Мощность от сотен до 1000 м.

Морской карбонатно-терригенный тип. Зелено-серые известковистые песчаники и алевролиты с прослоями органогенных известняков. Количественное соотношение терригенных и карбонатных пород изменчиво при преобладании первых. Остатки обильной фауны (преимущественно брахиоподы) и наземных растений. Мощность 100—500 м.

Морской карбонатный тип. Известняковый подтип. Известняки, преимущественно органогенные, с прослоями песчаных и глинистых известняков, известковистых песчаников и алевролитов. Фауна обильная

и разнообразная: брахиоподы, мшанки, кораллы и др. Мощность от первых десятков до 1000 м.

Известняковый с доломитами подтип. Темно-серые до черных породы ряда известняк — доломит со всеми переходными разностями зернистой, реже реликтово-органогенной структуры. Характерно отсутствие терригенного материала, зараженность пород битумами, прослой кремневых конкреций, местами пиритизация, горизонтальная микрослоистость. Фауна характеризуется обедненным составом брахиопод, обилием фораминифер, строматопороидей и табулят, присутствием крупных гастропод и пелеципод. Мощность от первых десятков до 200 м. Условия осадкообразования близки к лагунным.

Морской вулканогенно-осадочный тип. Темные (серые, зеленые, черные) алевролиты и аргиллиты, частично туфогенные, кремнистые и углистые, переслаивающиеся со светлыми полосчатыми туффитами и пепловыми кислыми туфами. Местами горизонты туфов и лав среднего и основного состава. В низах разреза обычны прослой песчаников, в верхах — известняков с редкой фауной (пелециподы, цефалоподы, брахиоподы). Мощность 500—700 м.

Кремнисто-карбонатный тип разреза застойных впадин морского дна. Карбонатные тонкообломочные и глинистые породы, образующие разнообразные сочетания. Карбонатные породы преимущественно пелитоморфные, обогащены примесями глинистого, кремнистого, местами углестого материала, отличаются своеобразным узловато-слоистым, конкреционным или конгломератовидным сложением. Обычна пиритизация. Местами присутствуют вулканогенные образования основного состава. В зависимости от преобладания пород той или иной группы выделены подтипы.

Алеврито-карбонатно-глинистый подтип. Часто чередующиеся слои аргиллитов, мергелей и глинистых, местами углистых известняков. Встречаются прослой известковистых алевролитов, реже песчаников и кремнистых пород. Окраска от зеленовато-серой до черной. Соотношения различных пород непостоянны при увеличении роли карбонатных вверх по разрезу. Характерны кремнисто-карбонатные стяжения, послойная пиритизация, микрослоистость, тонкоплитчатость. Фауна — остракоды, пелециподы и реже цефалоподы. Мощность от первых десятков до 400 м.

Углисто-кремнисто-карбонатный подтип. Углистые, углисто-глинистые и кремнистые известняки и мергели, темно-серые и черные с кремневыми конкрециями, неравномерной послойной хлоритизацией и пиритизацией, с прослоями силцитов и редкими прослоями аргиллитов. Неравномерная насыщенность пород углистым веществом обуславливает слоистые и пятнистые текстуры. Органические остатки практически отсутствуют, не считая единичных пелеципод. Мощность 65—650 м.

Кремнисто-глинисто-карбонатный подтип. Известняки пелитоморфные, более или менее глинистые и кремнистые, красные, розовые или пятнистые, зелено-красные, узловато-слоистые с пропластками аргиллитов и алевролитов. Встречаются прослой и пачки углистых и доломитистых известняков. Фауна — главным образом аммоноидеи. Мощность от первых десятков до 300 м.

Кремнисто-карбонатно-алевритовый подтип. Преобладают породы ряда алевролит — аргиллит, часто кремнистые, зелено-серые, редко красноцветные. Подчиненные прослой пестроцветных сильно глинистых известняков с остатками аммоноидей, местами прослой яшм. Мощность 100—500 м.

Характер пород и фауны всех подтипов кремнисто-карбонатного типа разреза свидетельствует о застойных и относительно глубоководных условиях осадконакопления, в которых осаждались преимущественно

тонкие илы, препятствовавшие развитию настоящего бентоса, что могло быть и следствием нарушения газового режима. Другие казахстанские исследователи также связывают образование «клименийевых слоев» и отложений близкого типа с условиями застойных впадин морского дна, или «иловых впадин» (Садыков, 1959; Быкова, 1960), или «иловых зон приразломных прогибов» (Геология и металлогения..., 1967). Застойные впадины, отвечающие областям развития рассматриваемого типа разреза, тяготеют к центральным частям морского бассейна (что отмечала еще М. С. Быкова, 1960), а границы их нередко совпадают с разрывными нарушениями (фиг. 2, 3). Заложение впадин происходило в результате конседиментационных движений по разломам, причем этот процесс усилился к концу фамена.

ВУЛКАНИЗМ

В связи с вулканической деятельностью мы выделили прибрежно-морской вулканогенно-терригенный и морской вулканогенно-осадочный типы разрезов. Доля вулканогенных пород, представленных преимущественно пепловыми туфами и туффитами кислого состава, достигает в этих разрезах 50%. Изредка в них отмечаются горизонты туфов и лав среднего состава. Область распространения указанных типов разрезов — зона сочленения Северо-Балхашского, Токрауского и Успенского варисийских синклиналиев, время накопления — преимущественно поздний фамен (фиг. 1, IV, V). Центры вулканизма, поставившие обильный пепловый материал, были, вероятно, сосредоточены в пределах Северо-Балхашского поднятия и юго-восточнее рассматриваемой площади. На остальной территории Центрального Казахстана (особенно в области каледонид) проявления вулканизма в фамене до недавнего времени были практически неизвестны.

Начиная с 50-х годов благодаря работам Е. А. Соколовой (1958), А. А. Рожнова (1962) и др. среди фаменских отложений установлены горизонты лав и туфов преимущественно основного состава. Эти проявления вулканизма имели узколокальный характер. Для раннефаменского времени они известны на северном склоне Карсакпайского поднятия среди прибрежно-континентальных отложений уйтасской свиты, в Атасуйском районе, севернее месторождения Жайрем, в Каркаралинском районе, южнее гор Атабай-Дугулу, и, по данным Ю. Ф. Кабанова, восточнее Караганды. В позднефаменское время локальные проявления базальтоидного вулканизма установлены в пределах рудных полей месторождений Жайрем и Каражал, в ряде мест в Успенском синклинории, в Карагайлинском рудном поле и северо-западнее г. Каркаралинска.

Как видно из фиг. 2, 3, локальные проявления вулканизма отмечаются в различных литофациальных типах разреза. Однако установление фаменского базальтоидного вулканизма имеет принципиальное значение для понимания генезиса железомарганцевых месторождений. Кроме того, с этим вулканизмом мы связываем в большинстве случаев повышенную кремнистость осадков кремнисто-карбонатного типа разреза застойных впадин морского дна. Такое сочетание пород позволило Л. Г. Никитиной (Геология и металлогения..., 1967) выделить даже базальто-кремнисто-карбонатную формацию фамена в пределах Жаильминского синклинория.

ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождения Джезказган-Улутауского района. Основными являются детально разведанные месторождения Джездинской группы (Джезды, Промежуточное, Найзатас). В 60 км западнее Джезды находится мелкое месторождение Жаксы-Котр, а в 45 км севернее — Кара-

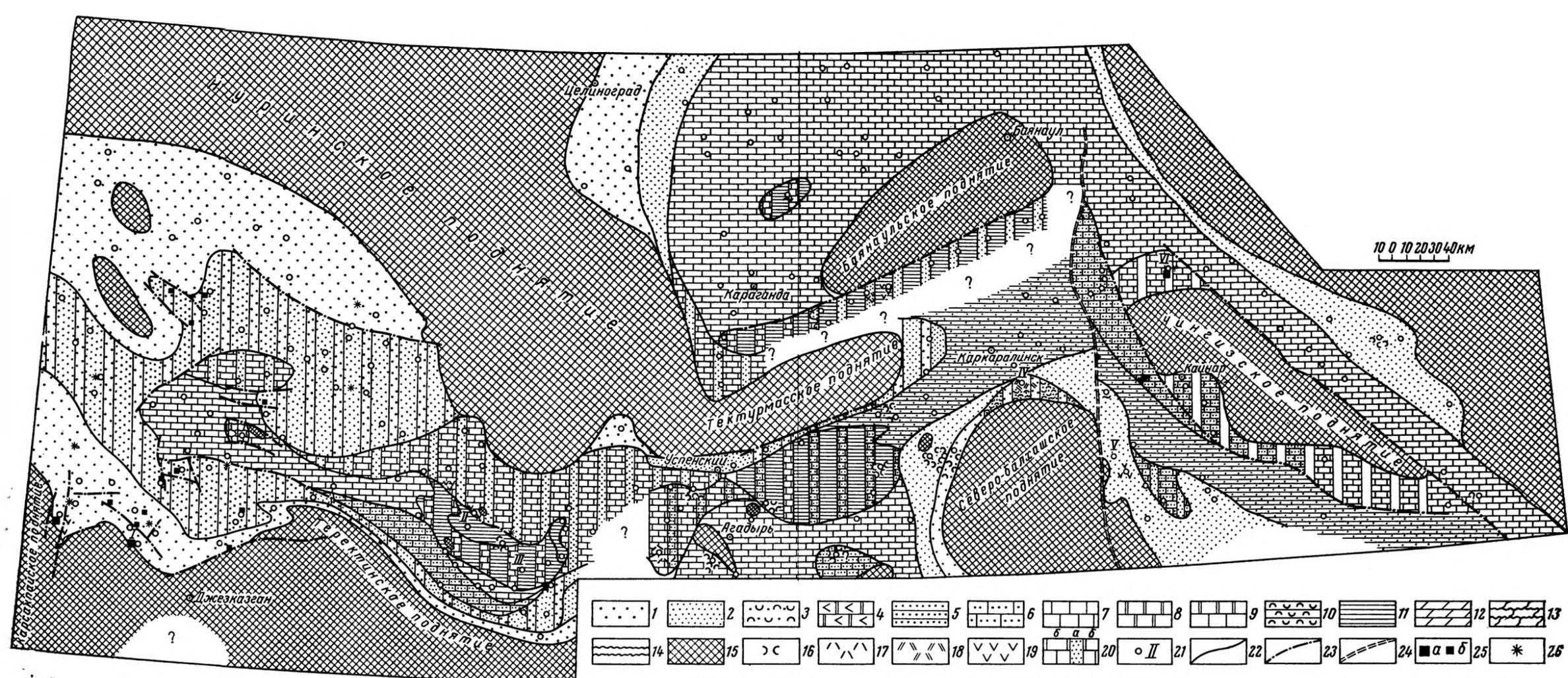
тас. Пластовые существенно марганцевые руды месторождений Джебды, Промежуточное, Жаксы-Котр приурочены к одному горизонту вблизи основания уйтасской свиты. Рудоносная часть разреза отличается грубой слоистостью, неоднородностью и плохой сортировкой зерен песчаников. Присутствует галька различной окатанности, иногда валуны, неравномерно рассеянные в песчаниках, которые переходят в грубовалунный оруденелый конгломерат на месторождении Промежуточное. Отмечаются внутрiformационные размывы в основании и выше кровли рудной залежи. Цемент песчаников и конгломератов кварц-серпичитовый, марганцоворудный, реже железисто-глинистый. Оруденелые слои перемежаются со слоями безрудных или бедных марганцем песчаников.

Особенностью Джебдинского месторождения является сочетание пластовых марганцоворудных тел с цементным оруденением и жильобразных тел с массивными рудами. Кроме того, в 8 км юго-восточнее расположено гидротермальное жильное железомарганцевое месторождение Найзатас, характер руд которого свидетельствует о формировании вблизи палеоповерхности. Установлено, что образование жильного оруденения непосредственно предшествовало, а местами происходило одновременно с накоплением уйтасской свиты, содержащей в основании пластовые окисные железомарганцевые руды сингенетичного происхождения. Из анализа мощностей красноцветной верхнедевонской толщи на месторождении Джебды (Зайцев и др., 1967) вытекает, что конфигурация рудной залежи обуславливается очертаниями депрессии, представлявшей небольшой замкнутый бассейн озерного типа. С зонами консидиментационных разломов, контролировавших образование небольших депрессий («прогибов-ловушек»), обеспечивавших концентрацию рудного вещества, связано и проявление жильного гидротермального оруденения на месторождениях Джебды, Жаксы-Котр, Найзатас. Во время накопления верхних частей разреза уйтасской свиты жильное и пластовое оруденения были погребены.

Высказанная А. З. Петренко в 1967 г. (Зайцев и др., 1967) и окончательно сформулированная в 1972 г. (Веймарн и др., 1972) гипотеза о гидротермально (вулканогенно)-осадочном происхождении месторождений джебдинского типа разрешает противоречия сторонников гидротермального (М. П. Русаков, К. И. Сагпаев, И. Н. Богданчиков) и осадочного генезиса (А. Г. Бетехтин), объясняя совмещение в пластовых рудах грубообломочных фракций и рудного цемента, «гидротермальный» их состав, приуроченность к определенному горизонту, литологически неотличимому от подрудного и надрудного, отсутствие зоны околорудных изменений и другие факторы. Гипотеза подтверждается установлением вулканической деятельности во время накопления уйтасской свиты (базальтовые порфиристы гор Кыштау, Веймарн и др., 1972). Генетическое единство руд жильного месторождения Найзатас (как возможного рудоподводящего канала) и пластовых руд месторождения Промежуточное подтверждено при исследовании в них содержаний Та и Ge (Воскресенская и др., 1975).

Выделенный А. А. Максимовым (1958) джебдинский тип марганцевых месторождений, приуроченных к красноцветным терригенным породам девона, получил свою законченную характеристику. Причем месторождения джебдинского и найзатасского типов, пространственно и генетически связанные между собой, образуют единую гидротермально-осадочную гематит-барит-псиломелан-браунитовую рудную формацию; одающую основные промышленные объекты района.

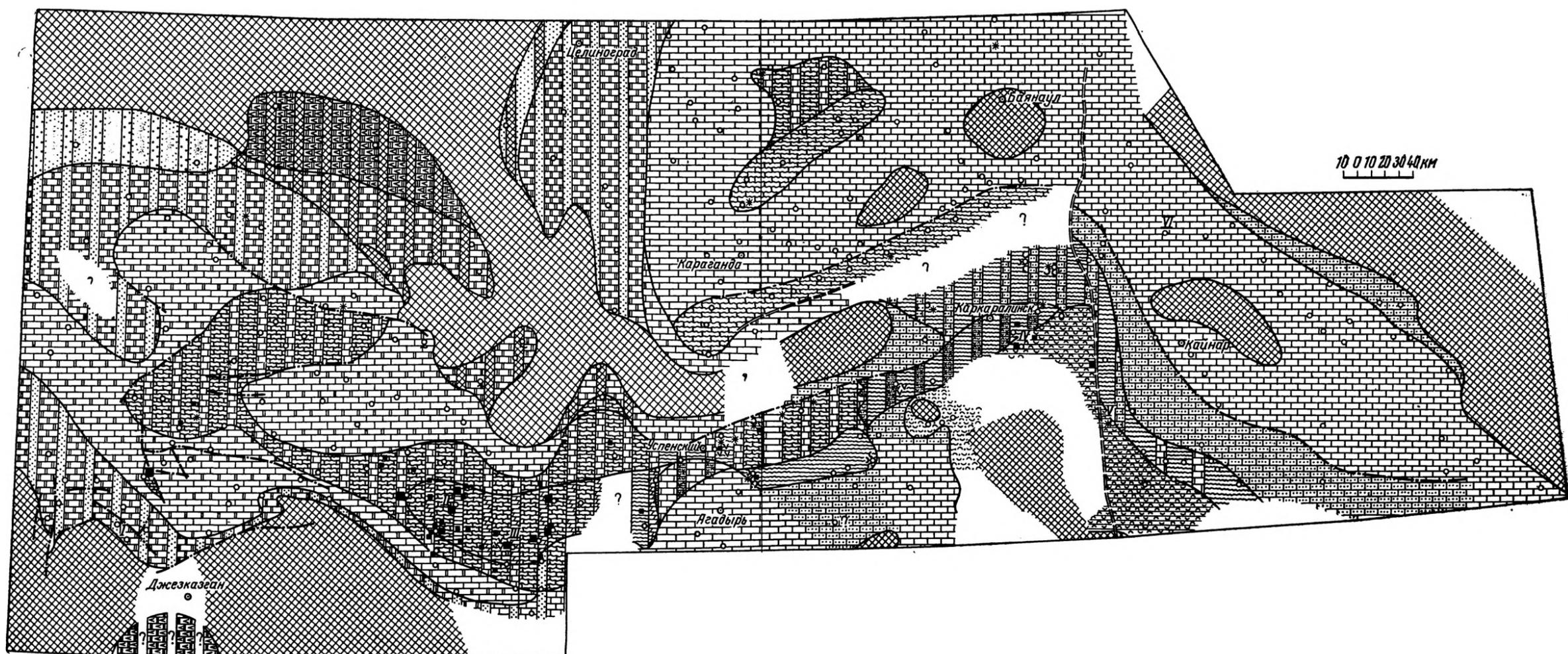
Для джебдинского типа в пределах Улутауского района и примыкающих частей Сарысу-Тенизского водораздела выявлен четкий стратиграфический контроль. Все месторождения и рудопроявления приуро-



Фиг. 2. Схема литофациальных типов разрезов нижнепермских отложений Центрального Казахстана (составили А. Б. Веймарн и М. В. Мартынова с использованием материалов геологов МГУ, ЦКТГУ, ВСЕГЕИ, ГИН АН СССР, ИГН АН КазССР)

Условные обозначения для фиг. 2, 3. Литофациальные типы разрезов (1—15): 1 — прибрежно-континентальный терригенный, 2 — прибрежно-морской терригенный, 3 — прибрежно-морской вулканогенно-терригенный, 4 — лагунный карбонатно-гипсоносно-терригенный, 5 — морской терригенный, 6 — морской карбонатно-терригенный; морской карбонатный подтипы: 7 — известняковый, 8 — известняковый с доломитами, 9 — сочетание подтипов известнякового (внизу) и известнякового с доломитами (вверху); 10 — морской вулканогенно-осадочный, кремнисто-карбонатный застойных впадин морского дна — подтипы: 11 — алеврито-карбонатно-глинистый, 12 — углисто-кремнисто-карбонатный, 13 — кремнисто-глинисто-карбонатный, 14 — кремнисто-карбонатно-алевритовый; 15 —

области отсутствия осадконакопления и предполагаемые области сноса; вулканогенные образования, локально распространенные в различных типах разреза: 16 — перемытый туфовый материал, 17 — туфы кислого состава, 18 — туфы среднего состава, 19 — туфы и лавы среднего и основного состава; 20 — литофациальный тип разреза нижней (а — узкая полоса) и верхней (б — широкая полоса) частей подъяруса; 21 — местоположение стратиграфических разрезов (римские цифры — см. фиг. 1); 22 — границы распространения различных литофациальных типов разрезов; 23 — некоторые конседиментационные разломы; 24 — разломы, вероятно, более молодого возраста, искажающие первоначальную картину распространения литофациальных типов разрезов; 25 — вулканогенно-осадочные и осадочные железомарганцевые месторождения (а) и рудопроявления (б); 26 — рассеянная железомарганцевая минерализация



Фиг. 3. Схема литофациальных типов разрезов верхнепермских отложений Центрального Казахстана (составили А. Б. Веймарн и М. В. Мартынова с использованием материалов геологов МГУ, ЦКТГУ, ВСЕГЕИ, ГИН АН СССР, ИГН АН КазССР)

Условные обозначения — см. фиг. 2

чены к красноцветным конгломерат-песчаниковым отложениям нижнего фамена, входящим в уйтаскую и дайринскую свиты и знаменующим начало трансгрессии. Образования нижележащих свит жаксыконской серии (D_{2-3}) не несут следов марганценакопления. Оруденение приурочено в основном к прибрежно-континентальному терригенному типу разреза, изредка к слоям, переходным к прибрежно-морскому терригенному.

Представителем другого типа месторождений в Джекказган-Улутаском районе является мелкое месторождение Каратас. Здесь выделено три горизонта, несущих признаки оруденения. Нижний и средний горизонты, приуроченные к уйтаской свите, практического интереса не представляют. Верхний горизонт, относящийся к средней части верхнего фамена — известняки с прослоями аркозовых песчаников и алевролитов — содержит четыре пласта железомарганцевых руд. Наличие в нем красноцветных кремнисто-глинистых известняков комковатой текстуры указывает на кремнисто-карбонатный тип разреза. По генезису месторождение Каратас относится к гидротермально (вулканогенно)-осадочным, приуроченным к карбонатно-кремнистым отложениям фамена (каражальский тип, по А. А. Максимову, 1958). Этот тип характерен для Атасуйского района и называется также атасуйским (Рожнов, 1967).

Месторождения Атасуйского района. В настоящее время основная рудная база района. Здесь разведаны месторождения Каражал, Ктай, Бестюбе, Кеньтюбе, Керегетас, Клыч, Жумарт, Жайрем, Ушкатын, Камыс и др., приуроченные к обширной Жайльминской мульде. В процессе изучения менялись взгляды на генезис месторождений, который трактовался и как гидротермальный, и как осадочный (Кавун, 1967). Важным явилось установление Е. А. Соколовой в 1953 г. в разрезе Каражала эффузивов и туфов, ранее принимавшихся за дайковые тела. Особенно развиты эффузивы на месторождении Жайрем (Рожнов, 1962). В результате возникло представление о вулканогенно-осадочном генезисе атасуйских месторождений, хотя впервые такую точку зрения высказал Н. А. Штрейс относительно месторождения Шоинтас и рудопроявлений Кайрактинской мульды, расположенных непосредственно восточнее Атасуйского района. Гипотеза о вулканогенно-осадочном происхождении месторождений Атасуйского района развивалась Е. А. Соколовой, И. П. Новохатским, Д. Г. Сапожниковым (1963), А. А. Рожновым, Г. Н. Щербой и др. (Геология и металлогения..., 1967), Н. М. Страховым (Страхов и др., 1968) и др.

Авторы не проводили специальные исследования в данном районе, однако для получения общей картины стратиграфической и литолого-фациальной приуроченности железомарганцевых месторождений посетили основные объекты района и собрали имеющийся по этому вопросу материал.

Основное время железомарганцевого накопления в Атасуйском районе — поздний фамен. Почти все месторождения и рудопроявления приурочены к сульфидеровому горизонту, лишь одно рудопроявление — Клыч Южный — к мейстеровскому горизонту. Однако детальное сопоставление разрезов отдельных месторождений (по данным А. А. Рожнова и В. И. Павенко) показывает некоторую разновременность железомарганцевого накопления. Если для запада Жайльминской мульды (месторождения Камыс, Жайрем, Жумарт) основная часть железомарганцевых руд приурочена к нижней красноцветной (рудной) толще, относимой к верхам нижней половины сульфидерового горизонта, то на юге мульды (месторождения Каражал, Ктай и др.) основные запасы руд сосредоточены в верхней красноцветной толще, в верхах сульфидерового горизонта. Такая разновременность также, вероятно, свидетельствует

в пользу вулканогенно-осадочного генезиса и связана с деятельностью отдельных вулканических очагов, служивших источником рудного вещества

Все месторождения Атасуйского района приурочены к кремнисто-карбонатному типу разреза застойных впадин морского дна, точнее, к его кремнисто-глинисто-карбонатному подтипу. Как замечает Н. М. Страхов (Страхов и др., 1968), эти образования не могут рассматриваться как отдаленновулканические, а являются ближневулканическими. Именно вулканизм и связанные с ним процессы обеспечили поступление в бассейн кремнистого и рудного веществ, определяющих облик типа разреза. Скорее всего с сейсмической активностью этих областей связаны своеобразные текстуры, характерные для «климениевых» известняков. В пользу вулканогенно-осадочного генезиса месторождений Атасуйского района свидетельствует и палеогеографическая обстановка, вырисовывающаяся из анализа карт литофациальных типов разрезов (фиг. 2, 3). Месторождения находятся в средней части обширного морского бассейна и отделены от суши с севера и юга полосами развития пород карбонатного типа разреза, представленных в основном органогенными известняками. Это говорит о том, что с прилегающей суши поступало мало обломочного материала, не могло идти поступление и заметных количеств кремнезема и металлов, которые в данном случае целиком вулканогенного происхождения.

Связь рудообразования с эндогенными процессами подтверждается детальными литологическими исследованиями (Таранушич и др., 1972), в результате которых установлена флишеидная ритмичность рудоносных толщ.

Непосредственно восточнее Атасуйского района, в Успенско-Шетском районе, известно только одно мелкое месторождение Шоинтас и несколько рудопоявлений, приуроченных к западной части Успенского синклинория и его Ортауской ветви. Генезис этих проявлений, вероятно, вулканогенно-осадочный, они похожи на месторождения Атасуйского района, возраст их позднефаменский, приурочены они также к красноцветным «климениевым» известнякам, характеризующим кремнисто-глинисто-карбонатный подтип разреза застойных впадин морского дна.

Необходимо отметить, что фациальный и палеогеографический анализ фамена, проведенный Т. Г. Каймирасовой для Успенской тектонической зоны (Геология и металлогения..., 1967), показал близкую к полученной нами картину для этой территории. Однако ввиду различий в способах проведения анализа отдельных разрезов имеются расхождения по ряду вопросов.

Месторождения Каркаралинского района. Основным промышленным типом железорудных месторождений района является скарново-магнетитовый, месторождения и проявления которого объединены в Восточно-Каркаралинскую железорудную зону (Геология и металлогения..., 1971). Единственным промышленным объектом является месторождение Кеньтюбе, разведывается месторождение Сарыбулак¹. Г. Н. Шерба (Геология и металлогения..., 1967) и С. Хамзин (1968) считают месторождение Кеньтюбе первично-вулканогенно-осадочным. Нам это кажется неправильным (Геология и металлогения..., 1971). Анализ распространения литофациальных типов разрезов также показывает, что разрез фаменских отложений месторождения Кеньтюбе относится к морскому вулканогенно-осадочному типу, сильно отличающемуся от разрезов Атасуйского района низкой карбонатностью и обилием вулканогенного

¹ Так как возраст скарново-магнетитовых месторождений средне-позднекаменноугольный, то они, естественно, не показаны на картах литофациальных типов разрезов фамена.

(преимущественно пеплового) и терригенного материалов. Подвергшиеся метасоматозу известняки не имеют ничего общего с «климениевыми».

В Восточно-Каркаралинской железорудной зоне отчетливо проявлен стратиграфо-литологический контроль. Скарновые магнетитовые месторождения и рудопроявления приурочены к вулканогенно-осадочному комплексу живетского — фаменского ярусов и в его разрезе — к наиболее литологически неоднородным пачкам, что облегчает формирование зон дробления и расслаивания и развитие реакционно-метасоматических процессов. Из 30 скарновых железорудных месторождений и рудопроявлений района 20 залегают в фаменских отложениях, 6 — в живетско-франских, 2 — в андезито-базальтах каркаралинской свиты, 1 — в андезитовых порфиритах нижнего девона и 1 — в гранодиоритах.

Наряду со скарновыми в Каркаралинском районе присутствуют железо-марганцевые проявления вулканогенно-осадочного генезиса. К ним относятся рудопроявления Атабай-Дугулу и Максимовское. Они не играют роли в общих запасах, но интересны с генетической точки зрения. Железо-марганцевые руды приурочены к основанию верхнефаменских отложений (фиг. 1, 3, IV). Характерно, что в районе Атабай-Дугулу в подстилающих руду нижнефаменских отложениях фиксируются грубообломочные туфы среднего состава, свидетельствующие о близости к центрам извержения.

В пределах верхней вулканогенно-осадочной толщи фамена С. Хамзин (1968) выделил два продуктивных горизонта. Нижний (в основании толщи) характеризуется пространственным совмещением железного, железо-марганцевого и барит-полиметаллического оруденений; верхний, железорудный, залегают на контакте фаменских и турнейских отложений (Кеньтюбе, Тогай I, II, Сарыбулак). Железные, железо-марганцевые и барит-полиметаллические руды сингенетичны, по мнению С. Хамзина, с вмещающими их фаменскими отложениями. Рудный материал был внесен в морской бассейн гидротермами. Влияние интрузивных массивов выразилось в метаморфизме руд и вмещающих пород. Для части железо-марганцевых проявлений, приуроченных к нижнему горизонту (месторождения Атабай-Дугулу, Максимовское), подобная трактовка вполне оправдана. Однако не для всех объектов, относимых к этому горизонту, доказан их вулканогенно-осадочный генезис. Месторождения верхнего горизонта мы генетически связываем со становлением верхнепалеозойских гранитоидов.

Анализ литофаций фаменских отложений позволяет ожидать появления объектов типа Атабай-Дугулу на юго-востоке Каркаралинского района, в районе гор Торткуль, Тюлебике и восточнее, тем более что для некоторой части руд месторождений Торткуль (фиг. 1, 3, V) имеются признаки вулканогенно-осадочного их происхождения (Геология и металлогения..., 1971).

Небольшие месторождения марганца Муржикской группы. Расположены на северо-западном продолжении гор Чингиз. Фаменские отложения вместе с турнейскими и визейскими слагают широтно вытянутую цепочку мульд протяженностью более 30 км при ширине 8 км. Рудоносная нижняя пачка нижнефаменского подъяруса мощностью 50 м (фиг. 1, VI). По литологии Н. В. Смирняков (1955) подразделил ее на 6 горизонтов: a_1 — подрудный — неотсортированные песчаники, мелкогалечный конгломерат, глинистые сланцы, глины, косая слоистость, мощность — 2—6 м; a_2 — рудоносный — известняки, глинисто-мергелистые породы, марганцевые руды, мощность — 1—14 м; a_3 — надрудный — голубовато-зеленые глины и глинистые сланцы, мощность — 0,1—2,5 м; a_4 — кварцевых песчаников, мощность — 0,3—3,0 м; a_5 — аргиллитов, алевролитов и песчаников пестрой окраски, мощность — 14—20 м; a_6 — известковистых песчаников с прослоями известняков с фауной, мощность — 0,2—2 м.

Рудоносный горизонт сложен известняками, содержащими три пластообразных тела окисных и карбонатных марганцевистых пород мощностью до 1,8 м (Мп до 3%) с прослоями бедных железных руд по периферии. Марганецсодержащие известняки оолитового и сферолитового строения, частично окремнены, содержат немного глинистого вещества и кварца, от белых и серых до бурых и красных. Руды первичные и вторичные (окисленные). Первичные делятся на карбонатные, карбонатно-манганитовые и манганитовые, редко браунитовые. Окисленные руды представлены пиролюзит-псиломелановыми и пиролюзитовыми разностями.

Н. В. Смирняков (1955) и Б. Б. Розина (1962) Муржикские месторождения относили к типу осадочных. В последнее время И. П. Новохатский высказал гипотезу об их вулканогенно-осадочном генезисе, однако для решения этого вопроса нужны дополнительные исследования.

Мы уточнили возраст оруденения — середина раннего фамена. Возраст близок ко времени формирования месторождений джездинского типа, однако здесь оруденение приурочено к границе прибрежно-морского и морского карбонатного типа разрезов и характер руд месторождения существенно иной.

ВЫВОДЫ

1. Четко устанавливается разновозрастность оруденения в различных районах Центрального Казахстана. Каждый район имеет свой преобладающий возраст оруденения при подчиненном развитии проявлений другого возраста. Так, в пределах Джекказган-Улутауского района преобладают нижнефаменские месторождения, а верхнефаменских очень мало. В Атасуйском районе почти вся минерализация верхнефаменская, причем, несмотря на некоторую разновременность, это в основном середина и конец позднефаменского времени. В Каркаралинском районе возраст вулканогенно-осадочной железо-марганцевой минерализации тоже позднефаменский, но это начало позднего фамена.

2. Большая часть Центрального Казахстана в фаменском веке представляла собой эпиконтинентальный морской бассейн. Участки суши, располагавшиеся на поднятиях, служили в большинстве своем источниками сноса обломочного материала. В позднефаменское время площадь их несколько сократилась по сравнению с раннефаменским вследствие дальнейшего развития трансгрессии. Картина литолого-фациальной приуроченности железо-марганцевых месторождений имеет свои четкие особенности.

Месторождения джездинского типа приурочены к прибрежно-континентальному типу разреза в западных районах Центрального Казахстана. Масштабы этих месторождений невелики.

Наиболее важны в промышленном отношении месторождения каражальского (атасуйского) типа. Они четко приурочены к кремнисто-карбонатному типу разреза застойных впадин морского дна. Самые крупные месторождения заключены в кремнисто-глинисто-карбонатном подтипе разреза, наиболее характерном для позднего фамена Атасуйского района. Этот подтип сменяет здесь углисто-кремнисто-карбонатные породы раннего фамена, что свидетельствует об унаследованности застойных условий. Нам кажется, что палеогеографическая обстановка формирования месторождений Жаильминской мульды во многом напоминала таковую осадконакопления современных впадин Красного моря, где происходит накопление железа, марганца и других металлов.

При движении на восток, в область варисийской геосинклинали, меняется характер разреза, в том числе и типы разрезов застойных впадин морского дна. Сначала в районе месторождений Шоинтас и Ус-

пенское изменяется характер нижних частей разреза верхнефаменских отложений — это уже морской карбонатный или вулканогенно-осадочный тип разреза, а далее, восточнее, в Каркаралинском районе по мере увеличения роли терригенного материала кремнисто-глинисто-карбонатный подтип верхних частей верхнего фамена сменяется кремнисто-карбонатно-алевритовым подтипом. Для Каркаралинского района характерно, что вулканогенно-осадочные руды Атабай-Дугулу приурочены к границе распространения прибрежно-морского вулканогенно-терригенного и морского вулканогенно-осадочного типов разрезов. Отсутствие крупных месторождений здесь, вероятно, связано с тем, что увеличение роли обломочного материала, интенсивности и контрастности движений, характерное для области вариссийской геосинклинали, не способствовало концентрации рудного материала. Исходя из структурной позиции (более стабильные условия Чингизского мегантиклинория), определенный интерес представляет месторождение Муржик, приуроченное к границе прибрежно-морского и морского карбонатного типа разрезов.

Таким образом, вулканогенно-осадочные железо-марганцевые месторождения фаменского возраста приурочены в Центральном Казахстане к различным литолого-фациальным типам разреза. Однако максимальную ценность представляют месторождения каражальского типа, приуроченные к кремнисто-глинисто-карбонатному подтипу разреза застойных впадин морского дна. Поэтому заслуживают специального исследования области развития кремнисто-карбонатного типа разреза застойных впадин в пределах Карагандинского синклинория и на его восточном продолжении и в краевой части Северо-Балхашского синклинория.

3. Для получения полной картины закономерностей размещения железо-марганцевых месторождений после выяснения стратиграфической и литолого-фациальной приуроченности их необходим структурно-фациальный и палеотектонический анализ. Очень важно установить специфику строения фундамента, на котором отлагались фаменские образования. Большинство фаменских железо-марганцевых месторождений вулканогенно (гидротермально)-осадочные. За последние годы во многих районах установлены проявления фаменского вулканизма, однако далеко не во всех районах вулканы свидетельствуют о рудных концентрациях. Поэтому изучение характера фаменского вулканизма, особенностей его проявления в различных структурно-фациальных зонах также необходимо для правильного прогноза железо-марганцевых месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

- Быкова М. С.* Стратиграфия и фациальные комплексы верхнего девона и нижнего карбона Центрального Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960.
- Веймарн А. Б., Максимов А. А., Петренко А. З.* О гидротермально-осадочном происхождении марганцевого оруденения в красноцветных девонских образованиях запада Центрального Казахстана.— Докл. АН СССР, 1972, т. 206, № 2.
- Воскресенская Н. Т., Веймарн А. Б., Виноградова Н. А.* Таллий и германий в марганцевых и железных рудах месторождений джездинского типа.— Геохимия, 1975, № 1.
- Геология и металлогения восточной части Токрауской впадины и Юго-Западного Чингиза.— В кн.: Материалы по геологии Центрального Казахстана, т. IX. Изд-во МГУ, 1971.
- Геология и металлогения Успенской тектонической зоны. Алма-Ата, «Наука», 1967.
- Зайцев Ю. А., Голубовский В. А., Петренко А. З., Марьенко Ю. И.* Геологическая позиция марганцевого оруденения в красноцветных девонских отложениях Джезказганского района.— Вестн. МГУ, геология, 1967, № 2.
- Кавун В. И.* Основные закономерности локализации марганцевых руд Караджальского рудного поля.— В кн.: Марганцевые месторождения СССР. М., «Наука», 1967.
- Максимов А. А.* Типы марганцевых и железомарганцевых месторождений Центрального Казахстана.— В сб.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1958.

- Мартынова М. В.* Новые данные о границе девона и карбона на Сарысу-Тенизском водоразделе (Центральный Казахстан).— Бюл. МОИП, 1967, т. XII, вып. 6.
- Рожнов А. А.* Разрез вулканогенно-осадочных пород верхнедевонского возраста в районе Джайрема (Западный Атасу).— Изв. АН КазССР. Сер. геол., вып. 6 (51), 1962.
- Рожнов А. А.* О геолого-генетических особенностях марганцевого оруденения западной части Джайльминской мульды и месте марганцевого оруденения в ряду проявлений железа и полиметаллов района.— В кн.: Марганцевые месторождения СССР. М., «Наука», 1967.
- Розина Б. Б.* Минералого-геохимические особенности марганцевого месторождения Муржик (Центральный Казахстан).— Изв. АН КазССР. Сер. геол., вып. 2 (47), 1962.
- Садыков А. М.* Стратиграфия осадочных толщ девона и карбона района Атасуйских месторождений. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1959.
- Сапожников Д. Г.* Караджальское железомарганцевое месторождение.— Тр. ИГЕМ. М., 1963, вып. 89.
- Смирняков Н. В.* Геологические особенности месторождения Муржик в Центральном Казахстане.— Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1955, вып. 19.
- Соколова Е. А.* Об условиях формирования отложений верхнего девона и нижнего карбона и связанных с ними железомарганцевых руд в Джайльминской мульде.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 5.
- Страхов Н. М., Штеренберг Л. Е., Калинин В. В., Тихомирова Е. С.* Геохимия осадочного марганцеворудного процесса.— Тр. ГИН АН СССР. М., 1968, вып. 185.
- Таранушич Ф. Ф., Рожнов А. А., Лыткин В. А., Шибрик В. И., Бузмаков Е. И.* О флишеидной ритмичности рудовмещающих отложений Жайремского месторождения (Центральный Казахстан).— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 5.
- Халзин С.* О рудоносности верхнефаменских отложений Каркаралинского района.— В сб.: Материалы I республиканской конференции молодых геологов КазССР. Алма-Ата, «Наука», 1968.

Московский госуниверситет

Дата поступления
28.X.1974

УДК 551.7 1/9 : 553.44

СТРАТИФОРМНОЕ СВИНЦОВО-ЦИНКОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ЗАБАЙКАЛЬЯ И ПРИБАЙКАЛЬЯ

Д. Н. АЛЕКСЕЕВ

Рассмотрены причины стратиграфического контроля свинцово-цинковых проявлений Забайкалья и Прибайкалья. На основе формационного анализа сделаны выводы о том, что эти проявления представляют моноформационные образования и приурочены к парагенезу доломитов, углистых сланцев и пестроцветных терригенных пород.

Образование рудоносной формации, с промышленными рудами свинца и цинка происходило в условиях жаркого аридного климата в бассейнах лагунного типа.

В процессе осадконакопления создание промышленных рудных концентраций предопределялось многими внешними и внутренними факторами.

Стратиформное свинцово-цинковое оруденение в пределах Восточного Забайкалья связано с кадаинской и алтачинской свитами синия и кембрия, а в Прибайкалье — голоустенской и улунтуйской свитами верхнего протерозоя.

Несмотря на значительную территориальную разобщенность и широкий возрастной диапазон рудовмещающих отложений Забайкалья и Прибайкалья, обращает на себя внимание характерный для них довольно устойчивый парагенез пород. Это служит аргументом для объединения их в одну формационную группу, которая по главным признакам может быть названа пестроцветно-углисто-доломитовой. Уже само название группы подчеркивает три яркие особенности, которые в значительной степени отражают палеоклиматические и фациальные условия ее образования: пестроцветный облик рудоносных формаций, отражающий крайне непостоянные и быстро меняющиеся физико-химические условия седиментации; наличие углистых пород, играющих ведущую роль в осаднении рудных компонентов, с образованием сульфидов свинца и цинка; ведущая роль доломитообразования в процессе седиментации. Детали состава и строения формаций выделенной группы рассмотрим на наиболее известных примерах.

В Прибайкалье свинцово-цинковое оруденение приурочено к пестроцветно-углисто-доломитовой формации, которая прослеживается в виде узкой полосы на многие сотни километров вдоль западного побережья оз. Байкал (Шаталов, 1964).

В пределах наиболее изученных участков (Таборный, Хибеленский, Анайский, Ирельский) отмечается ритмичное строение формации, которое в разрезе фиксируется наличием трех циклов¹: начального, среднего и заключительного (таблица).

В строении каждого цикла отчетливо выделяются его трансгрессивные и регрессивные части, отвечающие смене фациальных условий sedi-

¹ Под циклом понимаются интервалы между последовательными морскими трансгрессиями.

**Состав, строение и рудоносность пестроцветно-углисто-доломитовой формации
верхнего протерозоя Прибайкалья (Шаталов, 1964)**

Цикл	Свита (часть), мощность, м	Литогеологический состав	Оруденение
I	Улунтуйская (средняя, верхняя), до 400	Темно-серые и серые доломитовые известняки, талькиты, с прослоями пестроцветных алевроитов и углисто-глинистых сланцев	Свинцово-цинковые проявления (участки Таборный, Ирельская группа), фосфориты, талькиты
II	Улунтуйская (средняя) 200	Пестроцветные алевролиты, сланцы, мергели, песчаники; темно-серые и серые доломитовые известняки оолитового и онколитового сложения; углисто-глинистые сланцы	Свинцово-цинковые проявления (участок Хибеленский)
III	Голоустенская (верхняя), улунтуйская (нижняя), до 300	Мергели, сланцы, песчаники, часто кремового цвета, пестроцветные алевролиты; чередование черных и темно-серых известняков, часто оолитовых углисто-глинистых сланцев	Свинцово-цинковые проявления (участок Анайский)

ментации. Трансгрессивная часть представлена известняками, доломитами, доломитовыми известняками; регрессивная — терригенными породами, общей особенностью которых является их яркая пестроцветная окраска. Обычно это тонко ритмично чередующиеся песчаники, алевролиты и аргиллиты зеленых, бурых, кирпично-красных и фиолетовых тонов.

Свинцово-цинковое оруденение установлено в пределах всех трех циклов и широко распространено на площади. В Центральном Прибайкалье Анайская группа включает Анайское, Долгожданное и Юбилейное рудопроявления и приурочена к голоустенской свите, представляющей нижний цикл. Оруденение характеризуется серией стратиграфически сближенных рудных тел мощностью 1—10 м, залегающих согласно с вмещающими доломитами, доломитовыми известняками, часто оолитового и онколитового сложения, что указывает на их относительно мелководное образование. Рудные минералы — галенит, сфалерит, флюорит.

Северо-западной, в верховье р. Левый Улькан, расположены рудопроявления Хибеленской группы, которые приурочены ко второму макроциклу и локализируются также в карбонатных породах трансгрессивной части разреза. Рудные залежи здесь прослеживаются согласно с вмещающими породами по простиранию на несколько десятков метров. Вверх по разрезу интенсивность оруденения постепенно падает и при переходе в терригенные породы исчезает.

В отличие от двух предыдущих верхний цикл несколько растянут по мощности, особенно в его трансгрессивной части, которая включает также мощные пласты талькитов, играющих большую роль в образовании продуктивных рудных концентраций. Талькиты, по В. М. Попову (1971), представляют собой продукт глубокого метаморфизма первичных высокомагнезиальных и углистых отложений, формировавшихся в процессе седиментации в условиях усиленного доломитообразования и большого поступления в осадки органического вещества. Характерно, что максимальные скопления свинцово-цинковых руд как раз и приурочены к карбонатным породам, включающим эти высокомагнезиально-углистые образования. Изученное на Таборном рудопроявлении (Кормилицын и др., 1966; Шаталов, 1964) свинцово-цинковое оруденение образует в этом цикле пять рудных ярусов, мощность каждого из которых достигает более 10 м. Общий вертикальный размах оруденелых и вмещающих пород достигает 200—250 м.

К северу от Таборного рудопроявления в этом же цикле располагается Ирельская группа рудопроявлений, представленная несколькими рудными телами сравнительно небольшой мощности.

Суммируя изложенный материал, следует отметить характерные особенности размещения свинцово-цинкового оруденения в Прибайкалье. Намечается отчетливая связь оруденения с ритмичным характером напластования пород, в силу чего в пределах рудоносной формации залежи свинцово-цинковых руд располагаются многоярусно. Эта же особенность устанавливается по простиранию рудоносных образований, отражая тем самым одновременные смещения фаций в вертикальном и латеральном направлениях. Подобное кулисообразное расположение рудных тел с одновременным скольжением в пространстве и времени является характерным признаком их седиментационного образования.

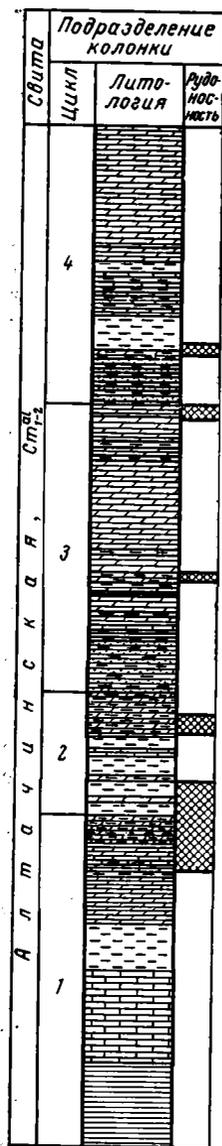
В разрезе пестроцветно-углисто-доломитовой формации наиболее мощное продуктивное оруденение отчетливо связано с интервалами, в которых широко развиты высокоуглистые магнезиальные пласты (талькиты). На Таборном проявлении рудные тела в одних случаях подстилаются, в других перекрываются, а в третьих подстилаются и перекрываются талькитами, отделяясь от них, однако, безрудными образованиями, достигающими 10 м мощности. Характерно и то, что сами талькиты в отношении свинцово-цинкового оруденения стерильны. Отмеченная особенность отражает, по-видимому, существование устойчивых восстановительных и резко восстановительных условий седиментации в пределах верхнего цикла, которые развивались при широком участии сероводородного заражения среды. Интенсивное выпаривание вод бассейна при этом создало благоприятные условия для концентраций в них свинца, цинка и магния с последующим выпадением в осадок. Как показывают анализы, количество органического углерода в породах, вмещающих свинцово-цинковое оруденение, не превышает 1—2%.

Рассмотренные состав и строение пестроцветно-углисто-доломитовой формации позволяют в определенной мере реконструировать условия, в которых протекало ее образование.

Осадконакопление происходило в мелководном бассейне, который представлял узкий остаточный геосинклинальный либо регенерированный прогиб субмеридионального простирания. Судя по смене фаций по направлению вдоль прогиба, строение его было неоднородно и характеризовалось чередованием мульд и разделяющих их поднятий. В последних накапливались преимущественно терригенные отложения, в то время как мульды представляли замкнутые или полузамкнутые лагуны, в которых шло образование пород пестроцветно-углисто-доломитового парагенеза с накоплением свинца и цинка. В условиях застойного режима в этих бассейнах шло прогрессивное засоление, прерываемое подтоком пресных вод, и происходило образование высокоуглистых магнезиальных пород и сульфидов тяжелых металлов.

На территории Восточного Забайкалья рудоносная пестроцветно-углисто-доломитовая формация имеет аналогичный состав и строение (Алексеев, 1970). В ней также отмечался парагенез доломитов, известковистых доломитов, известняков, пестроцветных песчаников, алевролитов, аргиллитов, мергелей и углистых сланцев. Перечисленные породы образуют циклы (фиг. 1), которых в различных районах 2—6.

В отличие от Прибайкалья, где образование формации шло в узком и протяженном прогибе, в Восточном Забайкалье накопление осадков было предопределено остаточными геосинклинальными и наложенными впадинами, образовавшимися в условиях раннего орогенеза. Как показывают многочисленные исследования, структурная позиция впадин соответствует окраинам крупных сводовых поднятий (фиг. 2), представляющих в современном эрозионном срезе крупные овалы и полуовалы.



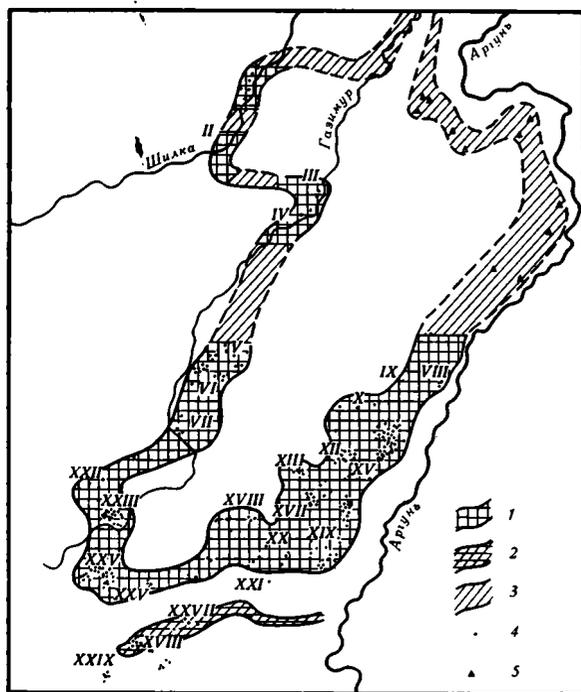
Фиг. 1

Фиг. 1. Характер циклического строения и рудоносности пестроцветно-углисто-доломитовой формации в Восточном Забайкалье

1 — доломиты, известковистые доломиты; 2 — известняки; 3 — углистые сланцы; 4 — пестроцветные породы; а — песчаники в тонком чередовании с алевролитами, б — алевролиты, 5 — темно-серые углистые доломиты; 6 — свинцово-цинковое оруденение

Фиг. 2. Размещение рудоносной пестроцветно-углисто-доломитовой формации в Восточном Забайкалье

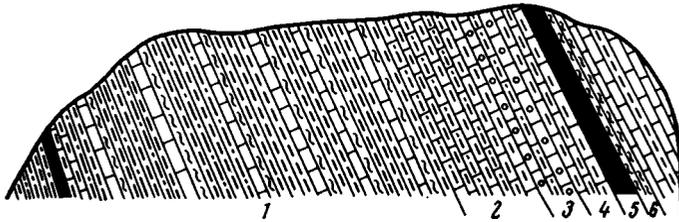
1 — рудоносная формация в пределах изученной части полиметаллического пояса; 2 — вулканогенно-осадочные породы протерозоя с колчеданным оруденением; 3 — рудоносная формация на продолжении полиметаллического пояса; 4 — основные свинцово-цинковые проявления полиметаллического пояса; 5 — свинцово-цинковые проявления на продолжении полиметаллического пояса; римские цифры — рудные узлы



Фиг. 2

Детальное изучение пестроцветно-углисто-доломитовой формации раскрывает ее полифациальный облик и, как в предыдущем случае, позволяет связывать накопление сульфидов свинца и цинка с определенными этапами седиментации (фиг. 1).

Части разреза, отвечающие регрессии, представлены пестроцветными терригенными породами, и характеризуют континентальную фацию прибрежных равнин с характерными для нее признаками. Главными из них являются пестроцветная окраска с преобладанием красных тонов, свидетельствующая о ведущей роли окислительных условий седиментации, невыдержанность пластов по простиранию и мощности с частыми фациальными замещениями и многие другие факты. Эти породы повсеместно обогащены оксидами марганца и железа, содержание которых в отдельных случаях достигает для железа 10—15, а для марганца 34%.



Фиг. 3. Деталь пестроцветно-углисто-доломитовой формации в пределах рудоносного интервала
Описание в тексте

Залегающие выше карбонатные породы трансгрессивной части разреза отвечают фации полузамкнутого мелкого моря. В разрезе проявляется двучленное строение. Обе части характеризуются довольно пестрым составом пород, образующим частое чередование доломитов, доломитовых известняков, известняков, обогащенных углистым материалом, пестроцветных песчаников, алевролитов, мергелей и черных углистых сланцев. В разрезе формации этот комплекс отложений отнесен к переходным (нейтральным) частям циклов, соответствующим периоду стабилизации морского режима. По А. М. Лурье (1963), комплекс характеризуется мелкими колебательными движениями земной коры, которые, не меняя существенно установившегося морского режима, обусловили пестроту и невыдержанность состава отложений. Наблюдаемые значительные колебания в окраске пород свидетельствуют о чрезвычайно изменчивых условиях седиментации. С переходными частями разреза пестроцветно-углисто-доломитовой формации связаны свинцово-рудные концентрации, в распределении которых отмечаются признаки их первичноосадочного образования.

Связь свинцово-цинковой минерализации с более мелкой ритмичностью, отражающей более частые колебательные движения и смену физико-химических условий, видна при более крупномасштабных детальных исследованиях.

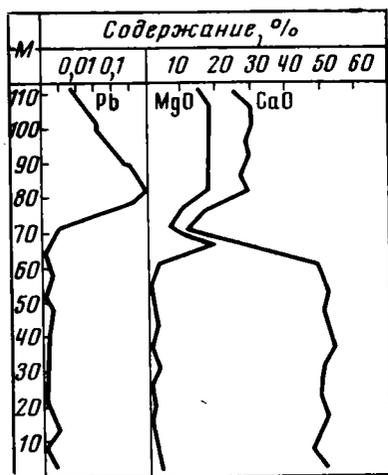
В старых выработках Средне-Ново-Зерентуйского рудника свинцово-цинковая минерализация располагается внутри ритмов, которые состоят из доломитовых известняков, пестроцветных мергелей и углистых сланцев (фиг. 3). Детальный разрез рудоносного интервала при этом выглядит так (снизу вверх).

Мощность, м

- | | |
|--|-----|
| 1. Чередование 10—15-сантиметровых прослоев зеленых и кирпично-красных алевролитов, мергелей и темно-серых известняков | 15 |
| 2. Пестроцветные алевролиты, углистые сланцы с маломощными слоями серых рудоносных доломитов пятнистой текстуры, где вкрапленность свинца и цинка располагается в пятнистых обособлениях углистого материала | 5 |
| 3. Кремовые мергели | 0,5 |
| 4. Углистые сланцы, пестроцветные мергели, алевролиты и серые рудоносные доломиты | 0,3 |
| 5. Серые рудоносные доломиты, где наиболее интенсивное оруденение локализовано в сгустковых обособлениях углистого материала | 0,5 |
| 6. Частая перемежаемость зеленых, розовых мергелей, углистых сланцев и углистых известковистых доломитов с рудной вкрапленностью. | |

Таким образом, свинцово-цинковое оруденение располагается в пределах частой перемежаемости пород и приурочено к интервалам чере-

дования пестроцветов, углистых сланцев и доломитовых известняков, обнаруживая прямую корреляцию с доломитами, обогащенными углистым веществом. В ритмах, где доломитовые породы переходят в известняки, оруденение практически отсутствует. В этом отношении особенно показателен график содержаний свинца в карбонатных породах рудоносной формации, где отчетливо проявляется приуроченность наиболее высоких концентраций его к доломитовым породам. При резком падении MgO и увеличении CaO содержание свинца становится ничтожным (фиг. 4).



Фиг. 4. Зависимость содержаний свинца от количества в карбонатной породе MgO и CaO

В пользу седиментогенного происхождения свинцово-цинкового оруденения свидетельствуют также многие текстурные особенности руд, среди которых большим развитием пользуются слоистые ритмично-слоистые, косослоистые образования, представляющие обычно тонкоритмично чередующиеся слои пирита, сфалерита, галенита и доломита. Во всех приведенных случаях рудный материал обнаруживает отчетливую связь с углистым веществом, образуя вместе с ним слои различной мощности и состава.

Широко развиты в пределах Горно-Зерентуйской группы месторождений руды оолитового сложения и рудные конкреции. Центральная часть конкреции часто бывает выполнена крупнозернистым галенитом, который обрастает ритмично чередующимися доломитовыми и пиритовыми слоями.

Встречаются также конкреции, выполненные в центре углистым материалом и окаймленные ритмично чередующимися слоями сфалерита, пирита и доломита, а также подобные образования, но безрудные с участием слоев доломита и углистого материала. Образование этих конкреций следует связывать с процессами диагенеза, при которых происходило значительное перераспределение рудного материала в осадке при влияющем воздействии сероводородного заражения.

Обобщая весь фактический материал по рудоносной пестроцветно-доломитовой формации Забайкалья и Прибайкалья, следует отметить ее существенные особенности регионального и локального характера.

Пестрота литологического состава формаций определялась образованием ее в прибрежно-мелководных условиях, замкнутых или полузамкнутых лагун, образованных в унаследованных или наложенных впадинах, в связи с заключительными фазами геосинклиального развития или раннем орогенезе.

Полифациальный облик формаций отражен в ее макроциклах, представляющих неоднократные чередования пород трансгрессивного и регрессивного циклов.

Пестроцветно-углисто-доломитовая формация эволюционирует от пестроцветных терригенных отложений, доломитов, известковистых доломитов, известняков и углистых сланцев до формации пластовых седиментогенных доломитов, несущих высокие концентрации фтора, бария и других элементов, указывающих на прогрессивное засоление лагун (Страхов, 1962).

Стратиморфное свинцово-цинковое оруденение занимает вполне определенное место в разрезе отложений докембрия и палеозоя и отчетливо связано с устойчивым парагенезом пород, образующим группу

пестроцветно-углисто-доломитовых формаций. Последние являются образованиями моноклиматическими и возникшими в связи с определенным тектоническим этапом развития региона.

* * *

В последнее время появилось мнение, что в седиментогенезе образование промышленных скоплений свинцово-цинковых руд стратиформных месторождений не происходит или возможность его очень мала. В возникновении оруденения авторы этой точки зрения (Горжевский, Козеренко, 1971) главенствующую роль отводят процессам поздней тектонической активизации, при мобилизации и переотложении рудного материала горячими водами в благоприятных тектонических структурах. В этой связи стратиформные месторождения свинца и цинка рассматривают как осадочно-гидротермальные, определяя тем самым ведущую роль в их образовании процессов эпигенеза.

Сторонники первичноосадочного происхождения стратиформных свинцово-цинковых месторождений не отрицают этого (Константинов, 1963; Попов, 1964), а напротив, придают эпигенезу огромное значение, указывая на длительность постседиментогенных преобразований руд с участием процессов диагенеза, эпигенеза и метаморфизма.

Показательны в этом отношении данные Н. М. Страхова (1962) по структурам и текстурам рудоносных пород, находящихся в явной связи со строением рудоносных площадей. От областей со спокойной геологической обстановкой к области активизации происходит усложнение морфологии рудных тел и структурно-текстурных особенностей руд. Это отчетливо видно на примере Сибирской платформы и Забайкалья, т. е. при переходе от области со спокойными тектоническими условиями в область активного орогенеза. Поэтому при анализе стратиформных месторождений Восточного Забайкалья была отмечена особая и значительная роль в последующих преобразованиях полиметаллических руд процессов метаморфизма и магматизма.

Наряду с этим следует, видимо, учитывать и обратные последствия воздействия на первичноосадочные руды процессов эпигенеза и метаморфизма, при которых происходило не дополнительное вторичное обогащение этих руд, а напротив, рассеивание. Так, известные в Восточном Забайкалье скарны со свинцово-цинковым оруденением, образовавшиеся, по нашему мнению, за счет контактового метаморфизма первично рудоносных формаций, несут лишь убогую минерализацию, значительно уступающую первичной. Другой пример представляют многочисленные полиметаллические жильные образования, размещенные в верхнем мезозойском структурном ярусе, которые представляют руды, образовавшиеся за счет регенерации древних осадочных формаций, вмещающих сингенетичные свинцово-цинковые месторождения. И в этом примере регенерированные проявления свинца и цинка не достигают нигде промышленной ценности.

Учитывая значительную роль в образовании промышленного оруденения постседиментогенных преобразований стратиформных месторождений, приверженцы осадочной школы не придают им универсального значения и рассматривают влияние этих факторов в каждом конкретном случае.

Наряду с этим были и остаются ведущими закономерностями размещения и локализации стратиформного свинцово-цинкового оруденения такие факторы, как фациальный контроль, ритмичность размещения рудных концентраций и мн. др., которые, вне всяких сомнений, подчеркивают первичноосадочную природу стратиформных свинцово-цинковых месторождений.

Поэтому наиболее важно в данном случае остановиться на причинах, создающих в одних случаях убогие рудные концентрации, а в дру-

гих — порождающих образование промышленных руд с высокими концентрациями свинца и цинка, связанных непосредственно с процессами седиментации.

Осадочное рудообразование зависит от многих факторов (Страхов, 1962), сущность которых сводится к интенсивности химико-биогенной садки рудного материала, усиленному его поступлению с берега или водных масс, влиянию гидродинамического режима и палеогеографии, разубоживанию или вторичному обогащению вследствие перемена рудных пластов, усиленному поступлению терригенного материала.

Влияние перечисленных факторов на образование стратиформных свинцово-цинковых месторождений Забайкалья удобнее рассмотреть в сравнении с такими же месторождениями Сибирской платформы.

Как известно, на Сибирской платформе широко развиты свинцово-цинковые рудопоявления, среди которых промышленное оруденение отсутствует. В подавляющем большинстве это убого рассеянная вкрапленность сульфидов свинца и цинка в карбонатных породах. Характерно также широкое площадное развитие оруденения, где рудоносные прослои прослеживаются на несколько километров по простиранию, а возрастной размах оруденения соответствует промежутку времени между ордовиком и триасом.

По данным С. Г. Галабурды (1962), свинцово-цинковое оруденение в верховьях р. Лены приурочено к водорослевым известнякам и прослеживается по контуру на 225 км, прерываясь эрозионными долинами. Все изученные рудопоявления отнесены к непромышленным в связи с убогими содержаниями.

Образование ордовикской пестроцветно-углисто-доломитовой формации происходило в пределах Верхнеленской впадины, являющейся составной частью Ангаро-Ленского прогиба (Замараев, 1967). Имеющиеся данные свидетельствуют о значительных размерах впадины: 700—750 км при ширине до 100—150 км. В пределах этого бассейна, представляющего обширную чашу, в условиях тектонического покоя происходило накопление мощных карбонатных, соленосных и пестроцветных терригенных отложений, растянутое в пределах всего нижнего палеозоя. Эти условия в конечном итоге определили и плавные изменения седиментации, а также значительную растянутость фаций ввиду мелководья и пологого профиля прибрежной части впадины. На этом фоне не происходило резких контрастных физико-химических процессов, в силу чего садка сульфидов свинца и цинка осуществлялась более или менее равномерно на большой площади и значительно растягивалась во времени.

Другая, не менее важная, особенность заключается в значительной удаленности питающих провинций от областей седиментации, что определяло значительную протяженность водотоков, которые выносили большие объемы растворенных металлов. Однако последние в значительной своей массе не достигли водосборов, выпадая в осадок на пути следования.

Отрицательное влияние на интенсивную концентрацию в осадках свинца и цинка оказывала исключительно большая растянутость фаций и плавные изменения рН и Eh на фациальном профиле. Формационный ряд Сибирской платформы имеет идеальный разрез аутигенного минералообразования в последовательности медь — свинец — цинк, накопление которых сдвигалось от мелководных фаций в более пелагические части бассейна. Эта растянутость предопределяла постепенные изменения рН и Eh, а следовательно, значительные потери свинца и цинка в медеобразующих фациях. По имеющимся данным (Галабурда, 1962), в медистых песчаниках, располагающихся в 60 м ниже пласта карбонатных пород, несущих свинцово-цинковое оруденение, содержится до 0,44% цинка и значительное количество свинца.

Иные условия определили более интенсивное образование свинцово-цинковых руд в формациях Забайкалья, происходившее на фоне завершающейся геосинклинали и раннего орогенеза.

Три основных фактора определяют интенсивность седиментогенного образования свинца и цинка в формациях этого типа.

Усиленная подача рудного материала в древние водоемы осуществлялась двумя путями. Один из них представлял реализацию значительных количеств рудного материала непосредственно из водных масс древних водоемов, являющихся остаточными образованиями протерозойской геосинклинали. Высокие содержания металлов в этих бассейнах были обязаны предшествующему геосинклинальному вулканизму, для заключительных этапов которого наиболее характерна фумарольная деятельность. Дополнительное увеличение концентраций металлов в водах обязано последующему интенсивному выпариванию в условиях наступившего аридного климата.

Значительный привнос рудного материала осуществлялся также за счет внесения его в бассейны водотоками, которые размывали располагающиеся вблизи вулканогенно-осадочные формации с колчеданно-полиметаллическим оруденением и повышенными содержаниями тяжелых металлов, рассеянных в мощных толщах. Характерно, что пестроцветно-доломитовые формации, вмещающие свинцово-цинковые руды промышленного значения, повсеместно подстилаются вулканогенно-осадочными породами верхнего протерозоя либо окружены ими по периферии.

Другой, не менее важный фактор, определяющий интенсивность садки рудных компонентов, заключается в резких и довольно контрастных изменениях физико-химических условий седиментации при часто меняющихся рН и Eh во времени и пространстве. В рассматриваемой провинции неустойчивость физико-химической обстановки достигалась, в частности, повышенной тектонической активностью с частыми проявлениями мелких колебательных движений, вызывающих смещения береговой линии. В пределах самих бассейнов пестрота рН и Eh еще более усложнялась неровностями дна с образованием в западинах устойчивых восстановительных условий и сероводородного заражения. Все это создавало благоприятную обстановку для образования высоких промышленных концентраций свинца и цинка уже на стадии седиментации, увеличенных при последующем диагенезе.

Наконец, третья особенность, определяющая высокие накопления рудных компонентов, заключается в следующем. Как было показано выше, в пределах Сибирской платформы образованию свинца и цинка на фаціальном профиле и во времени предшествует меденакопление. В Забайкалье эта особенность отсутствует. Здесь, как видно из состава и строения формаций, свинцово-цинковое оруденение тесно ассоциирует с повышенными содержаниями железа и марганца, присутствующими в пестроцветных терригенных образованиях. Иными словами, на фаціальном профиле свинцово-цинковое рудообразование сменяет железо-марганцевое. Промежуточный интервал медеобразующих фаций отсутствует. Отмеченное явление имеет место, по-видимому, вследствие резкого перехода физико-химических условий седиментации от фации к фации, что создало геохимический контраст, благоприятный для более концентрированной и локальной садки свинца и цинка. С другой стороны, предшествующие образованию сульфидов свинца и цинка окислительные условия были крайне благоприятные для накопления этих металлов в водах, так как растворимость их в окислительной среде может достигать высоких пределов.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что, несмотря на имеющиеся тождества состава и строения пестроцветно-углисто-доломитовых формаций Сибирской платформы и Забайкалья, вызванные едиными климатическими условиями и сходной тектонической обстановкой, интен-

сивность образования стратиформных руд свинца и цинка далеко не равнозначна при сравнении этих районов. Это является основанием для выделения среди рудоносных пестроцветно-углисто-доломитовых формаций двух крупных типов, а именно, формаций, развивающихся на платформах, и формаций, образование которых связано с заключительными фазами геосинклинального развития и ранним орогенезом.

Однако это далеко не определяет обязательную продуктивную рудоносность формаций второго типа, так как только при совместном и направленном действии рудообразующих факторов в условиях седиментации возможно образование месторождений. В противном случае и здесь мы будем иметь убогую руду эмбриональной стадии (Страхов, 1962).

Детализируя классификацию пестроцветно-углисто-доломитовых формаций второго типа, следует различать их по положению в формационных рядах, трансгрессивной и регрессивной направленности и положению во впадинах остаточного геосинклинального или наложенного характера. Это, безусловно, будет иметь большое значение в определении их промышленной ценности.

ВЫВОДЫ

1. Стратиформные свинцово-цинковые проявления Забайкалья и Прибайкалья представляют моноформационные образования, обнаруживая тесную парагенетическую связь с группой пестроцветно-углисто-доломитовых формаций. В этом заключается первая и самая главная причина их четкого стратиграфического контроля. Неоднократное повторение оруденения в вертикальном разрезе осадочных толщ определяется многоярусным размещением в нем названных формаций.

2. Пестроцветно-углисто-доломитовые формации, вмещающие стратиформные свинцово-цинковые месторождения, представляют моноклиматические образования, развивающиеся и возникающие эпизодически в условиях жаркого аридного климата в застойных бассейнах.

3. На стадиях седиментогенеза образование высокопродуктивных свинцово-цинковых руд было обусловлено многими факторами внешнего и внутреннего порядка, среди которых главенствующая роль принадлежала тектоническим процессам, физико-химическим и фаціальным условиям седиментации, а также интенсивности подачи рудного материала в пределах водных масс водоема и из областей питания.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексеев Д. Н.* Литолого-геохимические особенности докембрия и палеозоя Приаргунья и полиметаллическое оруденение в них.— В сб.: Состояние и задачи советской литологии, т. III. М., «Наука», 1970.
- Галабурда С. Г.* Медная и свинцово-цинковая минерализация в осадочных отложениях Сибирской платформы.— В сб.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. V. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Горжевский Д. И., Козеренко В. Н.* О происхождении стратиформных свинцово-цинковых месторождений.— Сов. геология, 1971, № 7.
- Замараев С. М.* Краевые структуры южной части Сибирской платформы. М., «Наука», 1967.
- Константинов М. М.* Происхождение стратифицированных месторождений свинца и цинка. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Кормилицын В. С., Синчук Ю. А., Тигунов Л. П.* О новом свинцово-цинковом поясе в Северо-Западном Прибайкалье.— Геол. рудн. месторожд., 1966, № 2.
- Лурье Л. М.* Закономерности распределения свинцово-цинковой минерализации в междуречье Гава — Касан (Киргизия). М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Попов В. М.* Пластовые месторождения цветных металлов и вопросы их генезиса.— В сб.: Проблемы генезиса руд. М., «Недра», 1964.
- Попов В. М.* Анизотропия рудовмещающих толщ и ее роль в образовании стратиформных месторождений.— Изв. АН КиргССР, 1971, № 4.
- Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза, т. III. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Шаталов В. К.* Новые данные о полиметаллической минерализации в Западном Прибайкалье.— Разведка и охрана недр, 1964, № 8.

УДК 551.351.1

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ БАРОВ

Г. А. КАЛЕДА, Н. С. ШИК

Рассматриваются структурно-тектонические закономерности размещения прибрежных валов и баров, вопросы их диагностики, особенности нефтегазоносности и методы поисков.

Вопросы нефтегазоносности основных генетических типов отложений и закономерностей их пространственного расположения приобретают в настоящее время весьма актуальное значение, особенно в связи с поисками так называемых литологических, неструктурных залежей нефти: речь идет о том, в каких генетических типах отложений следует искать залежи того или иного типа, каковы закономерности их размещения в пространстве, возможные запасы, морфология и методика поисков и разведки. Тесные связи, установленные между морфологией структур и латеральной изменчивостью состава и свойств отложений, позволяют прогнозировать литологические залежи нефти и газа по тектоническим структурам (Каледа, 1970, 1974; Каледа и др., 1975). Неантиклинальным — с последними они связаны постепенными переходами. С подобных позиций рассматривались уже проблемы нефтегазоносности рифогенных образований (Махитов и а., 1975). В настоящем сообщении мы останавливаемся на вопросе о структурно-тектонических закономерностях размещения прибрежных баров и валов и особенностях их нефтегазоносности.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ БАРОВ

Морфологии и генезису современных валов и баров посвящено множество книг и статей. Многие детали их образования еще не вполне ясны. Большинство исследователей считают, что прибрежные бары и их подводные аналоги — валы и банки типа Евпаторийской, Одесской и Бакальской (Черное море) — образуются за счет поперечного к берегу перемещения насосов. Они возникают на пологом дне, начиная с глубины порядка $H = 2h$ (h — высота волны), где волны, обрушиваясь, теряют часть своей энергии и оставляют часть переносимого материала (Шепард, 1969; Зенкович, 1957). Из валов возникают бары в результате небольшого воздымания морского дна либо наброса песчано-алевритового материала на ранее возникший вал. Для образования баров необходимы медленные изменения уровня моря. Д. Джонсон считал бары обязательной принадлежностью «берега поднятия». Сейчас большинство исследователей (Зенкович, 1946, 1957; Леонтьев, 1957, 1960; Леонтьев, Никифоров, 1965; Никифоров, 1964; Каплин, 1964) считает их более характерными для берегов погружения. Необходимые условия образования баров: наличие на морском дне достаточного запаса рыхлого мате-

риала или его постоянное поступление; уклоны дна, не превышающие критических (по В. П. Зенковичу — 0,01, по О. К. Леонтьеву — 0,005); перегиб профиля морского дна (Леонтьев, 1957, 1960, 1965; Никифоров, 1964, 1974).

Условия образования валов и баров предопределяют их четкую тектоническую приуроченность. Очевидно, наиболее благоприятным местом для образования длительно формирующихся прибрежных валов и баров будут мягкие флексуобразные перегибы и цепочки антиклинальных складок на склонах крупных пологих платформенных поднятий типа сводов и валов, контролирующих положение береговой линии, с характерными для них небольшими скоростями вертикальных движений. К такому же выводу приводит и анализ размещения современных и ископаемых баров.

Геоморфологи неоднократно отмечали тесную связь указанных аккумулятивных форм и антиклинальных структур разного порядка (Леонтьев и др., 1971; Никифоров, 1967, 1971, 1974).

Крупный бар — о-в Огурчинский — связан с Челекенской складкой. Окаймлены барамы Окаремское поднятие в юго-западной Туркмении, Промысловское — в северо-западном Прикаспии, бар Джарылгач-Тендра окаймляет Большевикское поднятие в северо-западном Причерноморье; Арабатская стрелка располагается на крыле Стрелковского поднятия и т. д. (Никифоров, 1974). Примером могут служить также Фризские баровые острова, протягивающиеся вдоль восточного и южного берегов Северного моря. Северные Фризские острова располагаются вдоль пологого западного крыла Ютландского поднятия, а западные — на крыле крупного Северо-Нидерландского поднятия.

Унаследованные четвертичные бары на Красноводском полуострове оконтуривают Карабогазский свод, на п-ве Песчаном — Песчаномысское поднятие, в районе Кендерли — Карауданский вал, п-ов Бузачи — Центральное-Бузачинское поднятие и т. д. (Никифоров, 1974).

Классическим примером ископаемых баров, сформировавшихся в платформенных условиях, являются бары свиты чероки пенсильванского возраста в штатах Канзас и Оклахома, США (Bass, 1937). Свита чероки представлена алевролито-глинистыми породами с прослоями песчаников. В нижней ее части выделяются линзовидные пески «батрвилл» и «барбенк». Они прослеживаются узкими (0,75—3,5 км) полосами вдоль восточного склона вала Немахо (полоса Сальярд) и юго-западного склона поднятия Бурбон (полоса Ламонт). Линзы песчаника имеют плоскую подошву и выпуклый верх, по краям они расклиниваются и фашиально замещаются глинисто-алевролитовыми породами. Некоторые линзы песчаников связаны с локальными антиклинальными складками и структурными носами, осложняющими склоны поднятий (например, Мэрвин, Рэйнбой, Бенд и др.).

В сходной тектонической позиции располагаются валы и бары пенсильванского возраста на склонах поднятия Сукленд (штат Индиана, США). К такому выводу приводит анализ серии работ американских исследователей (Swann, 1951).

Полоса баров пенсильванского и миссисипского возраста, связанных с локальными поднятиями и структурными носами, приурочена к западному склону вала Ла-Саль, штат Иллинойс, США (Siever, 1957).

В принципиально сходной тектонической позиции располагаются валы и бары муллинского и пашийского возрастов (живетский ярус, нижнефранский подъярус), прослеживающиеся вдоль восточного склона Немской и, частично, Кукморской вершины Татарского свода (фиг. 1). В узкой полосе, соответствующей барам, песчаники составляют весь разрез пашийских отложений. Западнее, к вершинам Татарского свода, они замещаются глинисто-алевролитовыми отложениями, которые накапли-

Фиг. 1. Схема предполагаемого размещения баров и валов муллинского и пашийского возрастов в северных районах Урало-Поволжья (по материалам С. М. Ароновой, И. Г. Гассановой, составлена Г. А. Каледой)

Суша времени: 1 — муллинского, 2 — пашийского, 3 — муллинского и пашийского; границы зон: 4 — размыва муллинских отложений, 5 — размыва пашийских отложений; зоны: 6 — развития баров в муллинском горизонте, 7 — развития баров в пашийском горизонте; 8 — установленные песчаные тела; 9 — предполагаемые штормовые каналы

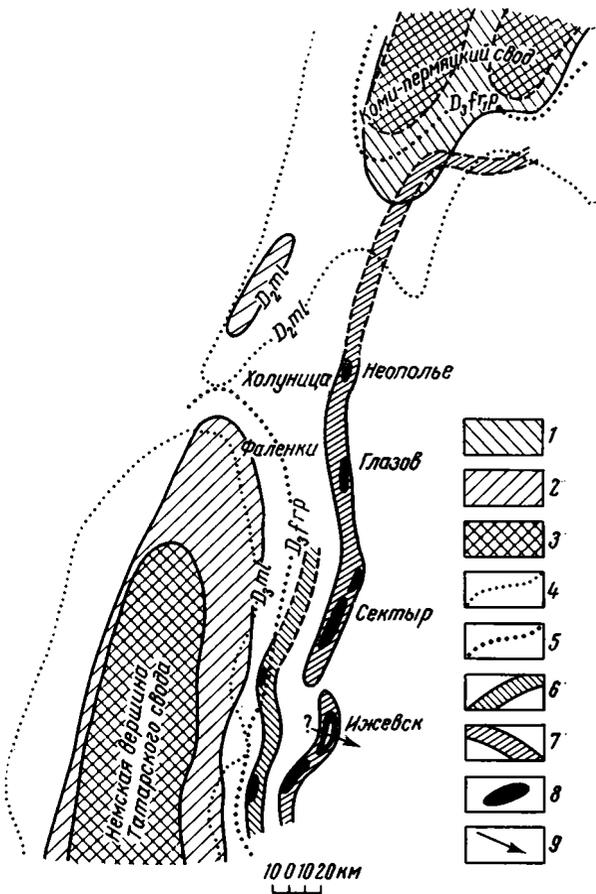
вались в забаровой лагуне, а восточнее резко переходят в глинистые отложения открытого моря (Гассанова, Каледа, 1972).

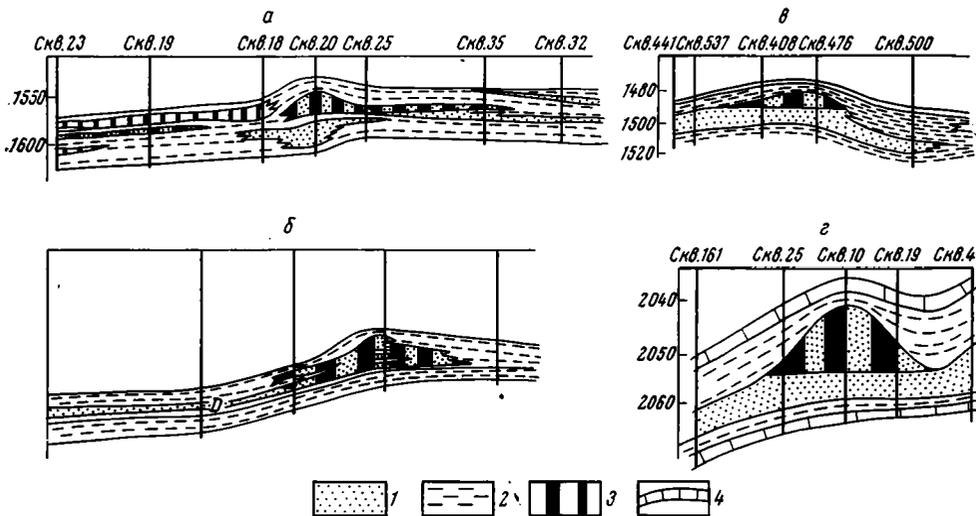
Муллинские и пашийские бары, как и многие другие располагаются на пологом склоне крупного платформенного поднятия, в пределах которого локализация конкретных песчаных тел связана с отдельными локальными структурами, приуроченными к главному региональному разлому Удмуртии.

Бары, описанные С. В. Санаровым и И. Л. Ханиным (1968) в отложениях карбона Куйбышевской области, приурочены к локальным структурам Жигулевского и Покровского валов, расположенных на северо-западном и юго-восточном крыльях Жигулевско-Покровского купола.

Генезис песчаных тел в пашийском горизонте верхнего девона в Омра-Сойвинском районе Тимано-Печорской провинции не совсем ясен. Высказывалось мнение, что это прибрежные бары (Алексин и др., 1971). Они представляют собой небольшие линзы (порядка $1 \div 4 \times 4 \div 10$ км) с плоской подошвой и выпуклой кровлей, расположенные кулисообразно на моноклинальном восточном склоне Тиманского кряжа, который разбит на ряд крупных уступов, осложненных куполовидными поднятиями, структурными террасами и флексурами. В большинстве случаев песчаные линзы расположены на склонах куполов, реже — на их вершинах. Цепочки песчаных линз по восточным крыльям Нибельской и Нижнеомринской складок, очевидно, связаны с флексуорообразным перегибом, отражающим довольно крупный разлом в нижележащих отложениях (Моделевский, Максимов, 1960).

В предгорных прогибах бары встречены на пологих платформенных бортах. На западном борту Преаппалачского прогиба (восточный склон поднятия Цинцинати) известны бары в девонских и миссисипских отложениях на площадях Гэй-Спенсер-Ричардсон, Мьюзик-Маунтин, Гранд-Валей-Триумф и др. На восточном борту впадины Денвер бары ранне-мелового возраста в свите дакота связаны с флексуорообразными переги-





Фиг. 2. Схематические профили через баровые залежи
а — тульского горизонта (карбона) Колотовского месторождения в Рязано-Саратовском прогибе (по О. Ф. Дрозденко с изменениями); *б* — пачки горизонта Д свиты Дакота (нижний мел) месторождения Литл-Бивер во впадине Денвер Предкалистового прогиба (по В. С. Мак-Квану и В. Е. Милликену с изменениями); *в* — пашийского горизонта (верхний девон) Новобавлинского месторождения (по С. П. Максиму и др.); *г* — пашийского горизонта (верхний девон) Хомутовского месторождения (по Э. М. Халимову); 1 — песчано-алевритовые породы коллектора; 2 — глинистые и алеврито-глинистые породы; 3 — нефтяные и газовые залежи; 4 — маркирующие пласты известняков

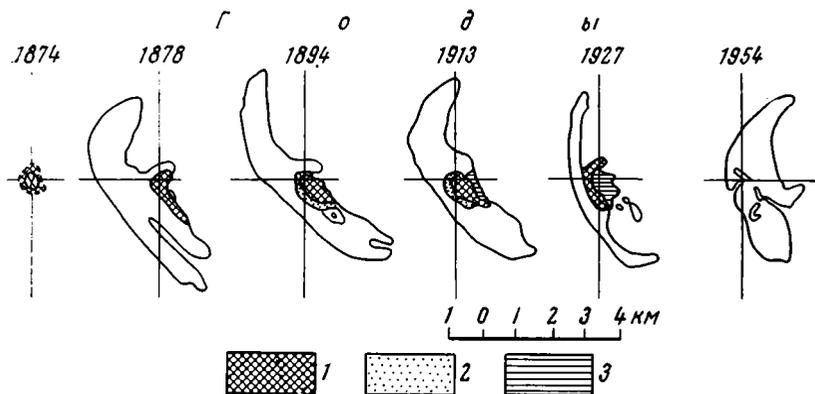
бами (Аден, Литл-Бивер и др.). Крупный бар раннемелового возраста в песчаниках мадди, к которому приурочено месторождение Белл-Крик, на северо-восточном борту бассейна Паудер-Ривер вытянут параллельно региональному разлому (Gregor, Biggs, 1968).

В несколько своеобразных условиях развивался песчаный бар муянско-го возраста (ранний мел), установленный Г. А. Каледой в Южной Фергане. Он располагается на северном крыле крупной Туркестано-Алайской мегантиклинали и приурочен к зоне Южно-Ферганского глубинного разлома. Этот бар отделял зону развития пресноводных красноцветных и бурочветных отложений от солонатоводных пестроцветных с прослоями гипсов.

Таким образом, тектоническая обусловленность возникновения песчаных валов и баров выражена достаточно четко. Наиболее благоприятны пологие склоны сводов, а в их пределах — зоны не резко выраженных в рельефе флексур и цепочки локальных структур, нередко связанных с глубинными разломами в фундаменте.

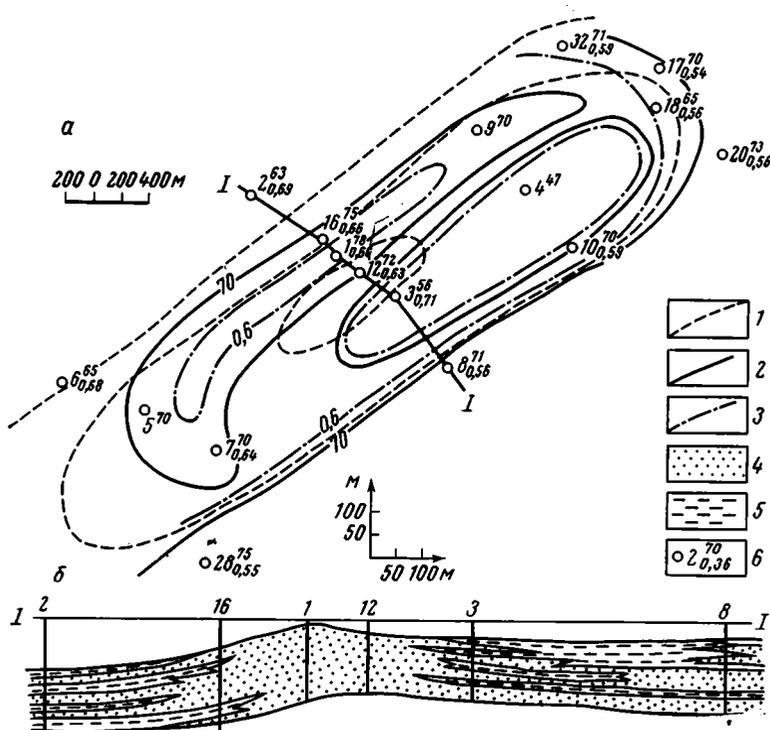
Четкая тектоническая приуроченность баров приводит к тому, что в условиях регрессии или трансгрессии бары не постепенно следуют за отступающей береговой линией, а образуются с перерывами, когда в благоприятную для их образования зону волнения попадет благоприятная тектоническая структура. Поэтому для современных и древних лагунных побережий характерно наличие в пределах одного и того же района нескольких разновозрастных систем баров, пространственно несколько смещенных относительно друг друга. Примерами таких систем являются полосы баров в горизонтах «барбенк» и «батрвилл» свиты чероки в штатах Канзас и Оклахома (США), пашийские и муллинские бары на склоне Татарского свода и др.

Подводные валы и бары возникают не только у берега. Зонами, благоприятными для их формирования, иногда оказываются отдельные



Фиг. 3. Схема развития аккумулятивного о-ва Тришен (Немецкая бухта) в 1871—1954 гг. (Gellert, 1958)
1 — коренные породы; 2 — дюны; 3 — марши

отмели и острова, возникшие в связи с ростом локальных структур. Выходя на пологую отмель, волны теряют энергию, обрушиваются и оставляют на склоне отмели часть переносимого материала, образуя на подветренном крыле антиклинали вал или бар. Последний может приобре-



Фиг. 4. Схема размещения песчано-алевритовых пород сеномена на Майской антиклинали, Приташкентский район (а) и литолого-палеогеографический профиль в начале сеномена (б) (масштаб глубин условный)

1 — стратизогипсы изолинии; 2 — содержания песчано-алевритовых пород, %; 3 — значения относительного отклонения ПС (самопроизвольной поляризации); 4 — песчаники; 5 — алевриты, глины, аргиллиты; 6 — расположение и № скважин; в числителе — % содержания песчано-алевритовых пород, в знаменателе — относительное отклонение кривой ПС

ти серповидную или атолловидную форму с лагуной на своде структуры. Примерами подобных образований могут служить бары на островах северной части Каспийского моря, описанные О. К. Леонтьевым (1957, 1961). Острова Чечень, Тюлений, Кулалы и другие связаны с цепочками антиклинальных структур, расположенными на продолжении вала Карпинского. Подобные образования О. К. Леонтьев и Л. Г. Никифоров (1965) получили экспериментально в волновом лотке. Известны они и в ископаемом состоянии. В центральной части Мичиганской синеклизы бары в «блуждающих» песках «стрей» формации Мичиган миссисипского возраста образовались на отдельных островах и отмелях, связанных с растущими антиклинальными поднятиями (Ball, 1941).

Возможно, что такого же рода образованиями являются девонские бары Хомутовской антиклинали в Башкирии (Халимов и др., 1973) и др. (фиг. 2).

Возникнув на флексурах и антиклинальных складках, валы и бары под влиянием волнений и ветров могут трансформировать свою форму, в результате чего, кстати, и образуются песчаные псевдоатоллы. В этом отношении весьма показательна история о-ва Тришен в юго-восточной части Северного моря, прослеженная по картографическим материалам (фиг. 3) (Gellert, 1958).

Под влиянием ветров и волнений песчаные накопления медленно смещались к востоку, меняя при этом свою площадь и форму. В развитии этого острова существенную роль играли перемещения дюн под воздействием господствующих западных ветров. В результате таких миграций бары отмелей и островов могут оказаться несколько смещенными относительно обусловивших их образование тектонических структур и иметь несколько отличную от них ориентировку.

Примером псевдоатолла может служить песчаное тело, образовавшееся в нижнем сеномане Майской структуры Приташкентского района (фиг. 4).

ДИАГНОСТИКА БАРОВ

Бары образуют узкие «шнурковидные» песчаные тела, которые имеют в плане много сходного с русловыми отложениями и морскими косами. До работ Н. В. Басса русловыми образованиями считались песчаные тела в свите чероки. Две точки зрения высказаны и на природу шнурковой ловушки в тульском горизонте Покровского месторождения в Куйбышевской области и т. д. Естественно, что вопросы поисков баров и отложений древних речных долин решаются принципиально по-разному. Поэтому необходимо суммировать известные в настоящее время диагностические признаки настоящих баров, сравнить их с русловыми образованиями и морскими косами. Косы в отличие от баров образуются при продольном перемещении наносов, но по морфологии и строению весьма близки к барам, поэтому даже в современных отложениях бывает трудно определить генезис прибрежных аккумулятивных форм, а в ископаемом — практически невозможно (тем более, что большинство крупных песчаных тел — полигенетические образования). В связи с этим — среди описанных выше аккумулятивных форм могут быть не только бары, но и тела, основная роль в формировании которых принадлежала вдольбереговым течениям. Возможно, что крупное аккумулятивное песчаное тело в нижнемеловых отложениях на месторождении Белл-Крик представляет собой морскую косу (фиг. 5).

От русловых образований и прочих песчаных тел бары отличаются довольно четко по ряду признаков. Прежде всего, характерна морфология баровых тел. Это обычно вытянутые линзы, у которых длина в несколько раз превосходит ширину. Длина линз, как правило, несколько километров, ширина — сотни метров, мощность — метры, десят-

ки метров. Нижняя поверхность тел почти плоская, верхняя — выпуклая. В плане край, обращенный к морю, плавно изогнутый, береговой — неправильный, сильно изрезанный. Очевидно, это происходит за счет осложнения контуров лагун вторичными косами и аккумулятивными выступами, образования так называемых дочерних лагун (Леонтьев,

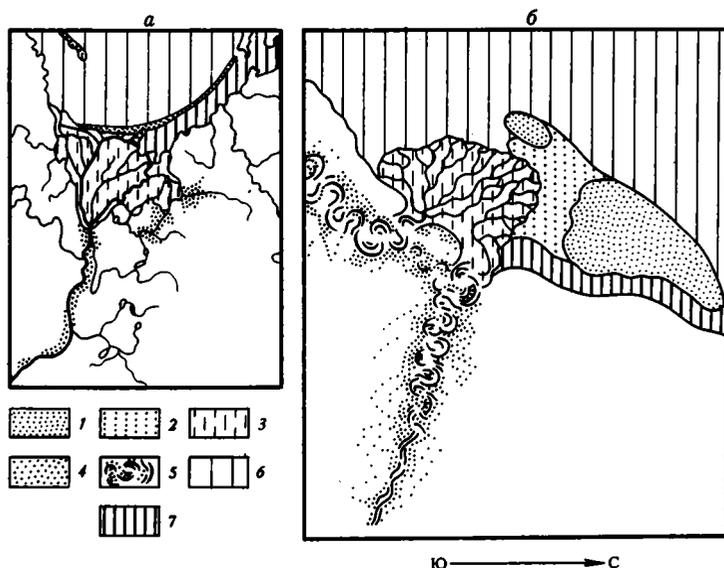


Рис. 5. Палеогеографические условия образования кос у речных дельт

a — коса современной р. Вислы; *b* — коса Белл-Крик раннемеловой реки (время накопления песчаников мадди) (А. Грегор и Ч. Биггс, 1973)

1 — песчаная коса; 2 — преддельтовая зона песков; 3 — дельта; 4 — аллювиальная долина (для р. Вислы — зона распространения современного и верхнечетвертичного аллювия); 5 — палеорека; 6 — море; 7 — лагуна

1957). Отдельные линзы песчаников обычно группируются в полосы, вытянутые параллельно береговой линии на десятки, иногда сотни километров. В пределах полос линзы часто расположены кулисообразно. По предположению В. П. Зенковича (1957), наблюдающаяся прерывистость песчаных тел может быть связана с действием разрывных течений — прорывом скопившихся у берега масс воды сквозь зону прибой. Склон бара, обращенный к морю, более пологий, к берегу — более крутой.

В большинстве случаев редкая сеть скважин и их расположение не позволяют оконтурить песчаное тело и определить его морфологию, поэтому необходимо выработать литологические критерии, позволяющие распознавать баровые фракции. Универсальных критериев пока нет, но определенные шаги в этом направлении сделаны. Бары обычно сложены тонко-, мелко- и среднезернистыми хорошо отсортированными песчаниками. Изолинии литологического состава, отсортированности, коллекторских свойств протягиваются параллельно линиям выклинивания пластов. С морской стороны бары нередко контактируют с морскими глинами и глинистыми сланцами, а с лагунной имеют постепенный переход в тонкозернистые глинистые песчаники, алевролиты и глины.

К. Д. Дэвис, Г. Ф. Этридж и Р. Р. Берг (Davies, Ethridge, Berg, 1971), рассматривая строение древних и современных баров, пришли к выводу, что для всех них характерна вполне определенная последовательная смена пород с различными текстурными и структурными особенностями и

по этой характерной последовательности древние баровые фации и могут быть опознаны. По данным этих исследователей, одна и та же последовательная смена фаций характерна для голоценового о-ва Галвестон на побережье Мексиканского залива, нижнемелового барового комплекса месторождения Белл-Крик в Монтане и юрского бара на юге Англии, изученного в естественных обнажениях.

В вертикальном разрезе выделяются четыре типа осадков, соответствующих различным условиям образования: нижние подводные, средние подводные, верхние подводные — пляжевые и эоловые. Нижние подводные накапливались в интервале глубин 10—12 м. Они состоят из переслаивания очень тонкозернистых песков, алевролитов и глин. Слоистость неправильная, волнистая. В отдельных линзочках наблюдается микрослоистость. В алевролитах отмечаются ходы роющих животных, параллельные напластованию. Средние подводные осадки состоят из тонкозернистых песков, настолько интенсивно переработанных организмами, что первоначальная текстура практически не сохраняется. Накапливаются они на глубине 1,5—10 м. Характерно наличие неясной пятнистости и некоторой нарушенной слоистости. Выше они переходят в отложения верхней подводной зоны и пляжа. Они представлены тонкозернистыми песчаниками, хорошо слоистыми, слоистость слабонаклонная, отдельные серии мощностью порядка 30 см. Характерна асимметричная рябь. Изредка присутствуют следы роющих животных. Эти отложения перекрываются эоловыми, для которых характерна своеобразная фестонообразная косая слоистость, следы корней и погребенных почв. Представлены эоловые осадки очень тонкозернистыми песчаниками.

Внутри тела бара размер зерен увеличивается от нижних до верхних подводных — пляжевых и уменьшается к эоловым. Последовательная смена текстур не прерывается, отсутствовать могут только верхние элементы.

К берегу от бара развиты лагунные и намывные осадки, представляющие собой переслаивание глин и алевролитов с тонкозернистыми песками. Намывные осадки — это пески, переносимые на береговую сторону бара штормовыми волнами или ветрами. Они формируют песчаные шлейфы, вытянутые среди тонкозернистых лагунных осадков. Эти мелководные осадки сменяются глинами и алевролитами прилегающих «маршей». Для них характерно наличие вертикальных нор животных и корней, которые нарушают параллельную слоистость. Аналогичную характерную смену свойств пород в вертикальном разрезе и по простираанию отмечает Ф. Ф. Сэбинс (Sabins, 1963) и Глен-Вишер (Visher, 1969) при описании баров в песчаниках Галуп свиты месаверде позднемелового возраста на месторождении Бисти в бассейне Сан-Хуан. Ф. Ф. Сэбинс сравнивал современные и древние баровые и русловые песчаники по естественным выходам и керну скважин.

Для распознавания баров по характерной последовательной смене текстур необходимы полные разрезы. В большинстве же случаев придется иметь дело с ограниченным количеством кернового материала, в связи с чем делаются попытки найти различные критерии с использованием статистических параметров, позволяющих отделять фации прибрежных баров от любых других при небольшом количестве образцов.

Характерная для баров последовательная смена фаций в вертикальном разрезе и по простираанию может быть установлена не только по текстурным особенностям, но и по ряду других параметров. Так, размер песчаных зерен и содержание кварца меняются соответственно фациям. Лагунные пески содержат меньше кварца и больше слюд, чем нижние подводные. Средние подводные содержат больше кварца и грубее, чем лагунные и нижние подводные. Пляжные и дюнные имеют сходное содержание кварца, но различаются размером зерен. На диаграммах, где по одной оси отложен размер кварцевых зерен, а по другой содержание

кварца в процентах, фации хорошо разделяются, занимая различные поля (Davies and oth, 1971). Для юрского бара в Англии установлено, что осадки бара более грубозернисты, лучше отсортированы, содержат меньше тонкозернистого материала и цемента, чем забаровые и предбаровые, отмечаются резкие различия в среднем размере зерен, средней сортировке и коэффициенте асимметрии отложений разных фаций (Davies, 1969).

К. К. Массон и Р. Л. Фолк (Masson, Folk, 1958), сравнивая пляжные и эоловые осадки бара о-ва Мустанг, пришли к выводу, что эти осадки хорошо разделяются по значениям стандартного отклонения, асимметрии и эксцесса. Дюнные осадки лучше отсортированы и для них характерна положительная асимметрия, так как при переносе песков ветром от пляжа к дюнам грубые зерна не переносятся.

Ф. П. Шепард и Р. Янг (Shepard, Young, 1961) считают самым действенным критерием при диагностике пляжевых и эоловых песков баров степень окатанности (выраженную по шкале Пауэрса).

Детальные исследования по установлению взаимосвязи различных структурных статистических параметров и условий осадконакопления для баровых фаций были проведены Г. Р. Хоутом и Г. Х. Хальсом (Hails, Hoyt, 1969) на побережье Джорджии. Фации хорошо разделялись на диаграммах, где по осям откладывались следующие параметры: средний размер и стандартное отклонение; асимметрия и средний размер; асимметрия и эксцесс.

Ф. Ф. Сабинс (Sabins, 1963) при разделении фаций открытого моря, баровых, забаровых и предбаровых действенными критериями считает средний диаметр зерен, максимальный диаметр, содержание глины, доломита, глауконита (в отличие от всех остальных фаций баровые отличаются очень высоким его содержанием) и фауны.

Ф. А. Эксум и Д. К. Хармс (Exim, Harms, 1968), сравнивая отложения баров и речных долин свиты Дакота раннемелового возраста в западной Небраске, США, пришли к выводу, что, кроме морфологических различий, имеются следующие литологические: в отложениях баров глауконита много, в речных он отсутствует; в барах содержание глины уменьшается вверх по разрезу, в реках — увеличивается; для баров характерна симметричная рябь, для рек — асимметричная; в барах слабонаклонная косая слоистость, в реках — косая слоистость с большими углами; в барах морская микрофауна, пыльца, споры, в реках — пыльца, споры.

Для разделения баровых и речных песков могут быть применены и структурно-статистические параметры.

Г. М. Фридман (Friedman, 1967) установил различия в кривых распределения осадков зоны приобья и рек. В зоне приобья, на пляжах, волнение отделяет тонкозернистые частицы, переносимые в виде суспензий, от грубозернистых, которые передвигаются сальтацией. Тонкозернистые частицы уносятся в море, а грубозернистые остаются. В реках, где параллельно идет перенос сальтацией и в виде суспензии, тонкозернистые частицы откладываются вместе с более грубыми. Кроме того, грубые частицы переносятся рекой перекачиванием и волочением. Вследствие этого кривые распределения осадков баровых фаций имеют усеченные концы по сравнению с речными и характеризуются отрицательной асимметрией и стандартным отклонением $< 0,35$. Речные же имеют положительную асимметрию и стандартное отклонение $0,5—0,8$.

По мнению Г. Ф. Рожкова (Рожков и др., 1970), песчаные осадки различных фаций хорошо разделяются на «генетической» диаграмме асимметрия — эксцесс. Однако эти вопросы требуют дальнейшего изучения.

Бары привлекают к себе внимание геологов-нефтяников как возможные литологические ловушки нефти и газа. В различных провинциях США известно множество месторождений, связанных с береговыми валами и барями. Среди них встречаются весьма крупные и даже гиганты. В СССР нефтегазоносные бары описаны в пашийском горизонте в Омра-Сойвинском районе Тимано-Печорской провинции (Алексин и др., 1971), в верейском и тульском горизонтах карбона Куйбышевской области (Санаров, Ханин, 1968) и в других местах.

Наиболее перспективны бары, образующиеся в условиях медленно развивающихся трансгрессий. Такие бары полностью сохраняются в разрезе, имеют достаточную мощность и перекрываются глинистыми отложениями, служащими надежной покрывкой.

Бары — высокопродуктивные песчаные тела. Они обычно сложены тонко- и мелкозернистыми чистыми песчаниками, почти лишенными глинистой примеси и прослоев. Вследствие гидродинамических условий осадконакопления пески баров очень хорошо отсортированы (по Г. М. Фридману, стандартное отклонение $< 0,35$) и обладают весьма высокими коллекторскими свойствами. Пористость их обычно 15—20%, проницаемость 300—500 мг (месторождения Чанут, Олимпик, Дора, Литл-Бивер, пашийские бары Волго-Уральской провинции и др.). В ряде случаев их коллекторские свойства бывают и значительно выше: пористость песчаников Мадди (Белл-Крик, Монтана) более 30%, проницаемость порядка 10 дарси; на месторождении Чуг-Рунг в северо-восточной Пенсильвании проницаемость песчаников Вэнанго превышает 5 дарси (Sherrill a. o., 1941).

Второй причиной высокой продуктивности баров является их парагенетическая связь с нефтематеринскими толщами, расположенными в предбаровом бассейне и забаровой лагуне. Статистический анализ распределения органического углерода по фациям различных нефтегазоносных областей показал, что основная масса его сосредоточена в отложениях прибрежно-морских фаций. Среднее содержание $C_{орг}$ — 1,02%, а в глинах прибрежно-морских фаций — 1,77%.

Д. Бэкер (Baker, 1962) изучал геохимию органического вещества отложений свиты чероки (пенсильваний) на месторождениях Барбенк в юго-восточном Канзасе и Тролл в северо-западной Оклахоме, связанных с аккумулятивными песчаными телами. Среднее содержание $C_{орг}$ для этих месторождений соответственно 1,6 и 2,0; содержание углеводородов — 0,023 и 0,025%; $\frac{\text{нафтеновые углеводороды}}{\text{ароматические углеводороды}}$ — 0,9 и 0,5; $\frac{\text{углеводороды}}{C_{орг} \cdot 10^{-2}}$ — 14 и 12. При этом отложения, контактирующие с бзрами с морской стороны, на месторождениях Барбенк и Тролл характеризуются соответственно следующими показателями: $C_{орг}$ — 2,1 и 1,1%; углеводороды — 0,04 и 0,019; $\frac{\text{нафтеновые углеводороды}}{\text{ароматические углеводороды}}$ — 1,2 и 0,7; $\frac{\text{углеводороды}}{\text{органическое вещество}} \cdot 10^{-2}$ — 1,9 и 1,7; в лагунных же отложениях содержание $C_{орг}$ — 1,9 и 5,8%; углеводороды — 0,14 и 0,54%; $\frac{\text{нафтеновые углеводороды}}{\text{ароматические углеводороды}}$ — 0,9 и 0,5; $\frac{\text{углеводороды}}{\text{органическое вещество}} \times 10^{-2}$ — 1,4 и 1,2.

Небольшие аккумулятивные тела обычно целиком заполняются углеводородами и образуют линзовидные залежи нефти. Примерами могут служить многочисленные месторождения свиты чероки в Оклахоме и Канзасе, цепочки месторождений в Мичиганском бассейне — Остин, Сикс-Лейке, Вернон и мн. др.

В более крупных песчаных телах залежи нефти и газа подпираются водой. В ряде случаев, например, в песчаниках свиты Дакота (нижний мел) на месторождениях Литл-Бавер-Крик в бассейне Денвер залежь

нефти контролируется зоной изгиба песчаного тела. На месторождении Аден залежи нефти встречены в месте выклинивания вверх по восставанию двух баров раннемелового возраста. Довольно часто залежи нефти и газа появляются в местах пересечения барового тела со структурными носами и периферийными частями антиклинальных поднятий. Таковы залежи нефти в песчаниках Вальтерсберг на месторождении Роланд-Геральд-Стормс в Иллинойсе, в песчаниках Шира позднедевонского возраста на месторождении Шира-Стрик, в нижнемеловых песчаниках свиты дакота на месторождении Санд-Ривер и других местах.

В некоторых случаях залежи нефти и газа встречаются в перекрывающих бар коллекторах. Над барами иногда образуются бескорневые антиклинали складки со смещенными сводами, к которым приурочены залежи углеводородов.

Большинство месторождений, связанных с прибрежными валами и барами, встречено во внутриплатформенных впадинах и предгорных прогибах, единичные — в межгорных прогибах. Во впадинах внутренних частей платформ залежи в барах обычно невелики, но группируются в пояса, вытянутые на десятки и сотни километров.

В Западной Внутренней провинции Северной Америки залежи нефти в песчаниках «батрсувилл» и «барбенк» свиты чероки заполняют песчаные линзы небольших размеров (1—3 км в ширину, 3—10 км в длину), которые группируются в пояса длиной более 75 км. Запасы отдельных месторождений обычно 1—3 млн. т (Мэрвин, Ламонт и др.), но встречаются и значительно более крупные Барбенк — 79 млн. т, Глен — 42 млн. т).

В Мичиганском бассейне известны цепочки месторождений в баровых песчаниках «стрей» (миссисипий), появляющихся в присводовых частях и по периферии антиклиналей — Остин, Сикс-Лейкс, Вернон, Шеридан, Риверсайд и др. Нефтегазоносная площадь этих месторождений 5×2 км.

В Иллинойском бассейне месторождения, связанные с барами миссисипского и пенсильванского возраста, вытянуты вдоль западного склона вала Ла-Саль. Примером может служить многопластовое месторождение Силлинс с нефтеносной площадью 1712 га и залежи нефти в песчаниках Вальтерс-Берг (месторождение Роланд-Геральд-Стормс), суммарные запасы которых 16 млн. т.

В провинциях предгорных прогибов зоны нефтегазоаккумуляции прибрежных валов и баров располагаются в пределах пологих платформенных бортов.

На платформенном борту Преаппалачского предгорного прогиба месторождение Гэй-Спенсер-Ричардсон связано с крупным баровым телом, достигающим 90 км в длину, шириной 0,8—3 км, нацело заполненным нефтью и газом (песчаники бири, низы миссисипия). Песчаники Силверилл (нижний девон) слагают бар длиной 4 км, шириной 0,5—1,5 км на месторождении Мьюзик-Маунтин.

Впадина Паудер-Ривер представляет собой предгорный прогиб перед активизированной областью Скалистых гор. Запасы месторождения Белл-Крик, расположенного на северо-восточном борту бассейна, связанного с аккумулятивным телом раннемелового возраста, составляют 27,4 млн. т. На этом же крыле бассейна известно множество мелких месторождений в баровых линзах того же возраста.

На восточном пологом крыле впадины Денвер (предгорный прогиб перед активизированной областью) залежи в барах встречены в свите дакота (нижний мел). Запасы нефти наиболее крупного месторождения Аден составляют 13,5 млн. т, а газа — 960 млрд. м³.

Примером баровой залежи в межгорной впадине может служить месторождение Бисти во впадине Сан-Хуан (провинция Скалистых гор). Здесь нефтеносные песчаники галлуп свиты месаверде раннемелового возраста; нефть в трех крупных барах, размеры их 15×3; 36×3; 14×1,5 км. Запасы — 4,5 млн. т; продуктивная площадь — 100 км².

Изложенные выше тектонические и палеогеографические закономерности размещения баров определяют в значительной мере методику их поисков. На стадии региональных исследований необходимо на основании палеогеографического анализа наметить области возможного развития баров. Следующая стадия — по палеотектоническим и тектоническим данным, выделение зон, благоприятных для возникновения баров, т. е. флексур, цепочек антиклинальных складок и т. п. При этом роль детального фациального анализа возрастает. Третьей стадией является уточнение строения указанных зон. Их следует разбуривать профилями скважин «методом вилки». Если одна из двух первоначально заложённых скважин вскрыла отложения моря, а вторая — лагуны, то следующие скважины необходимо располагать в створе между ними. Поскольку прибрежные бары располагаются обычно цепочками, то после первого открытого бара нетрудно уже намечать возможные места расположения следующих в той же полосе. Это обстоятельство весьма облегчает поиск баровых ловушек, снижает затраты и повышает эффективность работ.

Следует учитывать, что в близких по возрасту горизонтах бары располагаются друг над другом либо, чаще, образуют слегка смещённые друг относительно друга баровые полосы.

Труднее вести поиски месторождений, связанных с косами, поскольку они менее тесно связаны с тектоническими структурами, особенно косы, возникающие в парагенезисе с дельтами палеорек. При выяснении закономерностей их расположения и прогнозировании следует создавать модели палеотечений древних бассейнов. Ширина косовых накоплений при прогрессирующем продвижении дельты в глубь моря может быть весьма значительной. Последующие стадии поисков косовых ловушек принципиально сходны с поиском баровых.

При оценке перспектив баров и кос важнейшее значение имеет анализ экраирующих свойств покрывок. Бары, возникшие в период регрессий или перед регрессиями, имеют обычно срезанные вершины и перекрыты базальными песчаными и алевроитовыми породами следующей трансгрессивной пачки. В этом случае бары могут оказаться промежуточным путем миграции нефти из подстилающих отложений в покрывающие.

Таким образом, бары представляют большой интерес в связи с поисками в них нефти и газа. Бары, развивающиеся в условиях трансгрессий, образуют прекрасные ловушки. Благодаря высоким коллекторским свойствам слагающих их песчаников и непосредственному контакту с толщами, обладающими высокими нефтепродуцирующими свойствами, они характеризуются высокой продуктивностью. Размеры отдельных баровых линз обычно невелики, но они группируются в цепочки, и запасы по горизонту в целом весьма значительны.

Бары образуются в местах благоприятного сочетания палеогеографических и тектонических условий: в прибрежной зоне моря на пологих склонах платформенных поднятий, в зонах флексуобразных перегибов склона или цепочек антиклинальных структур, иногда связанных с глубинными разломами. Нередко бары возникают и в удалении от берега, обрамляя локальные структуры.

Диагностика баров проводится по комплексу морфологических и литологических признаков с использованием структурно-статистических параметров.

ЛИТЕРАТУРА

Алексин А. Г., Абрикосов И. К., Гроссгейм В. А. Литологические и стратиграфические залежи нефти и газа, методика их поисков и разведки.— *Международ. нефт. конгресс дискус. симпозиум «Стратиграфические ловушки»*. М., 1971.

- Гассанова И. Г., Каледа Г. А.* О прибрежных аккумулятивных песчаных телах пашийского горизонта на восточном склоне Татарского свода.—Тр. ВНИГНИ, М., 1972, вып. 121.
- Зенкович В. П.* Динамика и морфология морских берегов. М.—Л., Географиздат, 1946.
- Зенкович В. П.* О происхождении баров и лагунных берегов. Тр. ИО АН СССР, М., 1957, т. 121.
- Каледа Г. А.* Вопросы методики изучения изменчивости состава и физических свойств горных пород на тектонических структурах.—Тр. ВНИГНИ, М., 1970, вып. 91.
- Каледа Г. А.* Состояние и задачи тектоно-литологических исследований.—Тр. ВНИГНИ, Пермь, 1974, вып. 160.
- Каледа Г. А., Максимов С. П., Гейман Б. М., Пашков Ю. В.* Закономерности размещения ловушек неантиклинального типа на тектонических структурах и вопросы методики их поисков.—Тр. ВНИГНИ, М., 1975, вып. 173.
- Каплин П. А.* Некоторые закономерности образования лагун.—Океанология, 4, 1964, № 2.
- Леонтьев О. К.* О происхождении некоторых островов северной части Каспийского моря.—Тр. Океанограф. комис. АН СССР, 1967, т. 2.
- Леонтьев О. К.* Некоторые закономерности формирования лагунных побережий и их геологическое значение.—Изв. высш. уч. завед., Геол. и разв., 1960, № 7.
- Леонтьев О. К.* Донный рельеф Северного Каспия и его возможная связь с тектоническими зонами юго-запада Прикаспийской низменности.—Изв. высш. уч. зав. Геол. и разв., 1961, № 6.
- Леонтьев О. К., Никифоров Л. Г.* О причинах планетарного распространения береговых баров.—Океанология, 1965, № 4.
- Леонтьев О. К., Мяконин В. С., Никифоров Л. Г.* Изучение побережья Каспийского моря для целей нефтепоисковой геологии.—В кн.: Геоморфология и литология береговой зоны моря. М., «Наука», 1971.
- Моделевский М. Ш., Максимов П. Н.* О литологически ограниченных залежах Омра-Сойвинского района.—Новости нефтяной техники. Сер. геол., 1960, № 5.
- Никифоров Л. Г.* К вопросу об образовании береговых баров.—Океанология, 1964, № 4.
- Никифоров Л. Г., Лукьянова С. А.* Древние морские аккумулятивные формы на побережье Самурско-Дивичинской низменности.—Вестн. МГУ, Геогр., 1967, № 2.
- Никифоров Л. Г.* Структурная геоморфология берегов озера Иссык-Куль.—В кн.: Геоморфология береговой зоны морей. М., «Наука», 1971.
- Никифоров Л. Г.* Структурно-геоморфологические особенности морских побережий на примере Черного и Каспийского морей.—Геоморфология, 1974, № 2.
- Рожков Г. Ф., Базанова Т. Д., Сергеев Ю. Н.* Гранулометрические параметры современных осадков Рижского залива и их возможная геологическая интерпретация.—Тр. ВНИГРИ, М., 1970, вып. 274.
- Санаров С. В., Ханин И. Л.* О стратиграфических и литологических залежах нефти в Куйбышевской области.—Нефтегаз. геол. и геофиз., 1968, № 6.
- Халимов Э. М., Камалетдинов М. А., Хамзин А. З.* Особенности строения литологических залежей нефти в терригенной толще девона восточных районов платформенной Башкирии.—Геол. нефти и газа, 1973, № 10.
- Шепард Ф. П.* Морская геология (пер. с англ.). Л., «Недра», 1969.
- Baker D. R.* Organic geochemistry of Cherokee Group in Southeastern Kansas and North-eastern Oklahoma. Bull. Amer. Assos. Petrol Geologist, 1962, 46, No. 9.
- Ball M. W.* Shoestring Gas Fields of Michigan. «Strat. type oil Fields», AAPG, Tulsa, Oklahoma, 1941.
- Bass N. W.* Origin and Distribution of Bartlesville and Burbank Shoestring Oil Sands in Pars of Oklahoma and Kansas. Bull. Amer. Assos. Petrol. Geologists, 1937, 21, p. 30—66.
- Berg R. R., Davies D. K.* Origin of lower Cretaceous Muddy Sandstone of Bell Creek Field. Montana. Bull. Amer. Assos. Petrol. Geologists, 1968, v. 52, p. 1888—1898.
- Davies K. D.* Shelf sedimentation an example from the Jurassic of Britain. J. Sediment. Petrol., 1969, v. 39, No. 4.
- Davies K. D., Ethridge G. F., Berg R. R.* Recognition of Barrier Environment. Bull. Amer. Assos. Petrol Geologists, 1971, v. 55, No. 4.
- Exum F. A., Harms J. C.* Comparison of marine bar with valley till stratigraphic traps, Western Nebraska. Bull. Amer. Assos. Petrol. Geologists, 1968, v. 52.
- Friedman G. M.* Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and river sands. J. Sediment. Petrol., 1967, v. 37, p. 327—354.
- Gregor A. A., Biggs C. A.* Bell Creek field, Montana; a rick Stratigraphic Trap. Bull. Amer. Assos. Petrol. Geologists, 1968, v. 52, No. 10.
- Gellert I. F.* Grundzüge der Physischen Geographie von Deutschland. Berlin, 1958.
- Hils G. R., Hoyt G. H.* The significance and limitations of Statistical Parameters for Distinguishing ancient and modern sedimentary Environments of the Lower Georgia Coastal Plain. J. Sediment. Petrol., 1969, v. 39, No. 2.

- Maximov S. P., Kaleda G. A., Heiman W. B., Takaev J. G.* Erdol-Erdagsführung tektonische Gezezmabigkeiten der Anordnung von Riffen und Methodik ihrer Suche.—*Zeitschrift für angewandte Geologie*, 1975, № 8.
- Masson C. C., Folk R. L.* Differentiation of beach, dune and coalian flat environments by size analysis Mustang Island, Texas. *J. Sediment. Petrol.*, 1958, v. 27, p. 211—226.
- Sabins F. F.* Anatomy of stratigraphic trap Bisti field, New Mexico. *J. Bull. Amer. Assos. Petrol. Geologists*, 1963, v. 47, No. 2.
- Shepard F. P., Young R.* Distinguishing between beach and dune sands. *Sediment. Petrol.*, 1961, v. 21, p. 196—214.
- Sherrill R. E., Dickey P. A., Matteson L. S.* Types of Stratigraphic oil pools in Venango sands of Northwestern Pennsylvania. «Strat. type oil Fields» BAAPG, Tulsa, Oklahoma, 1941.
- Siever R.* Pennsylvanian sandstones of the Eastern Interior Coal basin. *J. Sediment. Petrol.*, 1957, v. 27, No. 3, p. 227—250.
- Swann D.* Waltersburg sandstone oil pools Indiana and Illinois Division of the state geol. sur. Urbana Illinois, No. 160, 1951. .
- Visher Glen S.* How to distinguish barrier bar and channael sands. *World oil*, 1969, v. 168, No. 6, p. 106—117.

ВНИГНИ
Москва

Дата поступления
5.III.1975

УДК 550.42 : 546.22 + 553.641 (235.36)

ЗНАЧЕНИЕ ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО КОНТРОЛЯ
АПАТИТОНОСНОСТИ АРХЕЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ
АЛДАНСКОГО ЩИТА

(по данным изотопного состава серы)

*В. И. ВИНОГРАДОВ, В. И. ЕГИН, Л. Н. КИЧИГИН,
Е. А. КУЗЬМИНА, А. М. ЛЕЙТЕС, С. Б. СМЕЛОВ, А. Р. ЭНТИН*

Селигдарское месторождение апатита и ряд перспективных апатитопроявлений в Центральном-Алданском районе приурочены к карбонатным горизонтам федоровской свиты иенгрской серии архея. Изотопный состав первично седиментогенной серы, выделенной из минералов и пород свиты (89 определений), близок метеоритному и вместе с массовым появлением в разрезе исходных отложений карбонатных пород свидетельствует о важном переломе в условиях осадконакопления 3,5—3,8 млрд. лет назад. Состав серы апатитов идентичен составу первично осадочной серы остальных минералов и пород федоровской свиты. Обосновано участие вещества исходных осадочных пород и значение литологического контроля апатитовой минерализации. Кратко описано Селигдарское месторождение.

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Апатит широко распространен в породах алданского архея. Он обычен в парагенетических минеральных ассоциациях контактово-метасоматических месторождений флогопита и железных руд. Кроме рассеянной вкрапленности, относительно крупные, но, по-видимому, непромышленные скопления апатита отмечены на многих флогопитовых месторождениях Эмельджака, Каталаха, Канкунской группы и др.

В последние годы в Центральном-Алданском горнопромышленном районе открыто много перспективных проявлений апатитовой минерализации и одно месторождение (Селигдарское). Новый апатитоносный район находится в бассейнах рек Селигдара, Нимгеркана, Большого и Малого Нимныров на площади более 2000 км². В пределах этого района установлено много геохимических аномалий фосфора и редких земель, шлиховые ореолы апатита. Общим для всех апатитопроявлений района является их отчетливая пространственная приуроченность к породам федоровской свиты иенгрской серии архея Алданского щита.

Случайна ли эта приуроченность? Обусловлена ли она генетической связью апатитоносности с составом исходных пород федоровской свиты, изначально обогащенных фосфором? Можно ли считать, что скопления апатита возникли за счет мобилизации фосфора в ходе метаморфических и метасоматических процессов, или можно обосновать вероятность обогащения исходных пород фосфором, поступившим извне?

Мы пытаемся ответить на эти вопросы, опираясь на данные по изотопному составу серы.

ОСНОВНЫЕ ПОСЫЛКИ ПРИ ИСПОЛЬЗОВАНИИ ИЗОТОПНЫХ ДАННЫХ

Как было показано ранее (Виноградов, 1973), изотопный состав серы может служить важным показателем условий осадконакопления. Известно, что состав серы в первичном веществе Земли характеризовался постоянством изотопного отношения $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}=22,22$. Величина эта установлена по анализам серы в метеоритном и лунном веществе. Принято выражать изотопный состав серы в величинах $\delta^{34}\text{S}/\text{‰}$, которые показывают, на сколько промилле концентрация тяжелого изотопа ^{34}S в образце больше ($\delta^{34}\text{S}$ положительна) или меньше ($\delta^{34}\text{S}$ отрицательна), чем в метеоритной сере. Известно также, что единственной причиной существенного разделения изотопов серы в земных условиях является их перераспределение между окисленными и восстановленными соединениями. В низкотемпературном осадочном процессе механизмом такого перераспределения оказывается биогенная редукция сульфатов. В ходе круговорота серы в системе материк—океан в океаническом сульфате накапливается избыток тяжелого изотопа ^{34}S . Начиная с какого-то момента в природе установилось динамическое равновесие круговорота серы, которому отвечает изотопный состав сульфатной серы океанов $+20\text{‰}$.

Очевидно, что до тех пор, пока в атмосфере Земли не стал накапливаться кислород и окисленные соединения серы отсутствовали, изотопный состав серы в любой точке Земли оставался неизменным. Очевидно также, что первый сульфат, который накапливался в Мировом океане, являлся продуктом окисления сульфидной серы с метеоритным изотопным составом. Следовательно, и сера первого сульфата должна была иметь метеоритный (нулевой) изотопный состав. Нужно было какое-то время для установления режима круговорота серы с участием сульфатредуцирующих бактерий, режима, который привел к последующему утяжелению сульфатной серы в океанах. Принципиально возможны, таким образом, находки пород самых ранних стадий развития осадочного процесса, содержащих сульфатную серу седиментационного происхождения с изотопным составом, близким к метеоритному. Именно такие породы и были найдены в разрезах федоровской свиты алданского архея.

ХАРАКТЕРИСТИКА ФЕДОРОВСКОЙ СВИТЫ

Вопросы стратиграфии архейских толщ Алданского щита до настоящего времени вызывают острые дискуссии. Тем не менее, при всех существующих разногласиях, в целом сохраняется широко известное трехчленное деление разреза, предложенное Д. С. Коржинским (1936), с выделением снизу вверх иенгрской, тимптонской и джелтулинской серий. При современных геологических исследованиях выделяют также толщи так называемой федоровской свиты, к продуктивным карбонатным горизонтам которой приурочено подавляющее большинство месторождений флогопита и железных руд Центрально-Алданского горнопромышленного района. Положение федоровской свиты в разрезе установлено достаточно определено. Она располагается на границе иенгрской и тимптонской серии, и разные исследователи относят ее либо к верхней части иенгрской серии, либо к нижней части тимптонской серии.

Толщи федоровской свиты сложены различными пироксеновыми (с диопсидом и гиперстеном), амфибол- и биотит-пироксеновыми кристаллическими сланцами, амфиболитами, гнейсами и хорошо выдержанными горизонтами и слоистыми пачками карбонатных пород, представленных доломитовыми, кальцит-доломитовыми мраморами и кальцифирами. Все эти породы возникли в результате глубокого регионального метаморфизма, а иногда и последующих метасоматических изменений и представлены образованиями гранулитовой и амфиболитовой фаций.

Особенности их состава, условий залегания, переслаивания и структурно-текстурные признаки не оставляют сомнений в былой осадочно-вулканогенной природе исходных пород. Хорошо выдержанные по простираю пласты, слоистые пачки и протяженные линзы карбонатных пород, часто представляющие собой маркирующие горизонты, все исследователи алданского архея считают первично осадочными образованиями.

О характере чередования различных горных пород федоровской свиты и их общей последовательности можно судить по сводному разрезу, приведенному по данным Л. М. Реутова (1968) и А. Р. Энтина (1971₂). Разрез суммарной мощностью 4100—4300 м расчленен на три подсвиты, в составе которых выделено семь горизонтов, выявляемых при детальном геологическом картировании.

Нижняя подсвита начинается с очень характерного существенно меланократового медведеваго горизонта мощностью до 100 м, сложенного диопсидовыми, амфибол-диопсидовыми и двупироксен-амфиболовыми кристаллическими сланцами и амфиболитами, содержащими пропластки, линзы и пачки карбонатных, диопсидовых, флогопит- и скаполит-диопсидовых пород. Выше следуют биотит-амфиболовые, амфиболовые и пироксен-амфиболовые кристаллические сланцы и гнейсы любкакайского горизонта, включающего также относительно редкие прослои и линзы глиноземистых гнейсов. Мощность горизонта — 800—900 м.

Выше расположен леглиерский горизонт, начинающий среднюю подсвиту и представленный диопсидовыми кристаллическими сланцами и гнейсами, чередующимися с амфиболовыми, пироксен-амфиболовыми и биотитовыми кристаллическими сланцами и гнейсами, а также с мраморами, кальцифирами, диопсидовыми, скаполит- и флогопит-диопсидовыми породами. Этот горизонт отличается заметной насыщенностью магнизальными скарнами и высокой продуктивностью на флогопит. Мощность горизонта на месторождениях флогопита и железных руд — 300 м, однако между месторождениями свойственные этому горизонту карбонатные и диопсидовые породы постепенно почти полностью выклиниваются, и он не только по стратиграфической вертикали, но, по-видимому, и по латерали сменяется монотонными толщами вышележащего керибиканского горизонта. Последний сложен переслаивающимися биотитовыми, биотит-амфиболовыми и биотит-гиперстеновыми гнейсами и кристаллическими сланцами, однообразные толщи которых достигают мощности 1800—2000 м. Выше находится хатыминский горизонт диопсидовых, амфибол-диопсидовых и более редких двупироксен-амфиболовых кристаллических сланцев и биотитовых гнейсов с прослоями и линзами диопсидовых пород и кальцифиров. Мощность горизонта — 200—250 м.

Выше хатыминского горизонта следует верхняя подсвита федоровской свиты, в составе которой выделяют амфибол-диопсидовые, амфибол-двупироксеновые, биотит-амфиболовые гнейсы и кристаллические сланцы атырского горизонта (мощность — 900 м) и гиперстеновые, двупироксеновые и диопсидовые гнейсы и кристаллические сланцы лакусовского горизонта (мощность — до 100 м). Породам всей верхней подсвиты свойственна заметная обогащенность диопсидом. В разрезах по рекам Нельгю и Оюмрак в составе рассматриваемой верхней подсвиты А. Р. Энтин (1971₁) выделил ритмичнослоистую толщу известково-магнизальных кристаллических сланцев мощностью 900—1000 м, возникшую, по-видимому, за счет флишоидных осадочных пород.

Характерной особенностью разреза, представленного преимущественно толщами основных пироксеновых (с диопсидом) и амфиболовых кристаллических сланцев и гнейсов, является присутствие значительного количества доломитовых и кальцит-доломитовых карбонатных, а также апокарбонатных и апомергелистых диопсидовых и скаполит-диопсидо-

вых пород, играющих очень важную роль, по крайней мере на 5 стратиграфических уровнях. Линзы и пласты мощностью в несколько метров прослеживаются на 2—2,5 км, а иногда и значительно больше, причем мощность достигает порой первых десятков и даже 50—60 м.

По оценке Р. Ф. Черкасова (1972), подсчитавшего насыщенность разрезов флогопитоносных полей апокарбонатными диопсидовыми породами, они составляют 6—7,5% всего разреза федоровской свиты в районах месторождений Эмельджакской, Канкунской и Эльконской групп. По другим подсчетам (Энтин, 1971₂), самих карбонатных пород около 1% в разрезах леглиерского и хатыминского горизонтов антиклинорных зон (Эмельджакская, Эльконская группы месторождений) и до 10% в Дёс-Леглиерском синклинии (районы железорудных месторождений, флогопитоносное поле месторождений Канкунской группы). Мы видим, следовательно, что разрез федоровской свиты весьма насыщен карбонатными и апокарбонатными диопсидовыми породами.

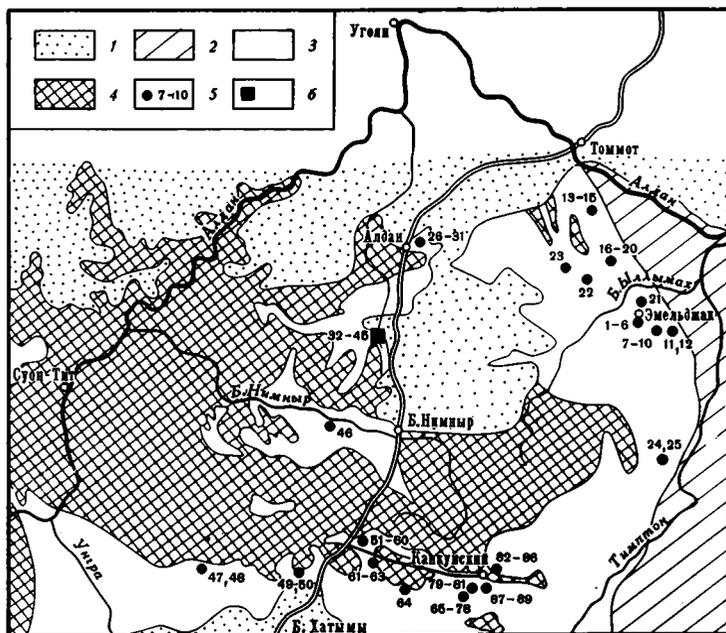
Важно подчеркнуть, что во всем разрезе алданского архея такое массовое появление карбонатных пород наблюдается только с уровня федоровской свиты. В более нижних частях разреза иенгрской серии находятся лишь сравнительно редкие линзы и относительно маломощные прослои этих пород. Дело в том, что разрезы иенгрской серии характеризуют одну из самых древних на Земле, с радиологическим возрастом 3,5—3,8 млрд. лет (Левченко и др., 1973; Собонович и др., 1973), вулканогенно-осадочную толщу, исходная осадочная природа многих компонентов которой надежно обоснована различными геологическими методами. Учитывая исключительную древность иенгрской серии, можно полагать, что первое в ходе геологической истории Алданского щита массовое появление в разрезах исходных осадочных пород карбонатных отложений отмечает важнейший этап в общей эволюции осадочного процесса во времени. Этот рубеж должен знаменовать переход к условиям седиментации, отличным от предшествовавших и принципиально сходным с фанерозойскими.

ПРОЯВЛЕНИЯ СУЛЬФАТНОЙ СЕРЫ И ЕЕ ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ

Сульфатная сера довольно часто встречается в таких минералах, как кальцит, скаполит и апатит, широко распространенных во многих породах федоровской свиты. Именно в них она и была впервые обнаружена. В результате специального изучения разрезов карбонатных пород (Чухров и др., 1968; Виноградов и др., 1969) были выявлены горизонты, обогащенные сульфатной серой (0,1% SO₂). В дальнейшем при содействии Г. Н. Пилипенко были установлены проявления интенсивной ангидритизации пород федоровской свиты. Эти проявления описал В. А. Каргатъев (1970). Известны также проявления барита. Наконец, на севере Центрально-Алданского горнопромышленного района, в пределах так называемого Эльконского горста, буровые скважины вскрыли довольно сильно минерализованные сульфатно-хлоридно-кальциевые воды.

Все изложенное побудило нас провести опробование разрезов федоровской свиты, перспективных на сульфатную серу. Целенаправленный поиск показал, что повышенные концентрации сульфатной серы в тех или иных минералах содержатся в подавляющем большинстве обследованных разрезов и обнажений. На фиг. 1 показаны точки отбора проб сульфатной серы из пород федоровской свиты. Отмечены только те пробы в которых количество сульфатной серы было достаточным для изотопных определений (таблица).

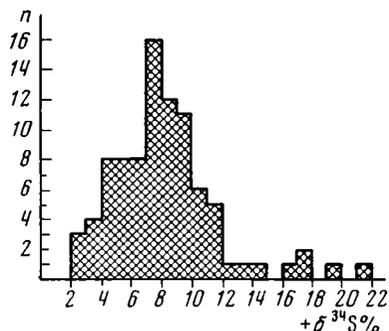
Поражает сам по себе факт широкого распространения повышенных концентраций сульфатной серы в толщах федоровской свиты, если учесть глубокий метаморфизм ее горных пород. Нам кажутся вполне



Фиг. 1. Расположение точек отбора проб сульфатной серы из пород федоровской свиты иенгурской серии архея Алданского щита (геологическая основа, взятая с Геологической карты южной части Якутской АССР в масштабе 1 : 1 500 000 (1972), сильно упрощена) 1 — послеархейские образования; архейские комплексы Алданского щита: 2 — тимптоно-желтулинская серия; иенгурская серия: 3 — федоровская свита, 4 — верхнеалданская свита; 5 — точки отбора проб и их номера в таблице; 6 — Селигдарское месторождение апатита

правомерными выводами Д. П. Сердюченко (1959, 1972 и др.) о былом присутствии в разрезах алданского архея эвапоритовых, и в том числе гипсо- и ангидритоносных, отложений. В ходе метаморфических преобразований соли, как правило, были удалены из разреза, но их отчетливые следы зафиксированы в составе некоторых пород и минералов. Более того, эти следы необходимо, по-видимому, рассматривать как определенное свидетельство избытка сульфатной серы в исходных осадках, среди которых, по всем признакам, были соленосные накопления с горизонтами ангидритов.

Еще более удивительно выглядят данные по изотопному составу сульфатной серы. Они приведены в таблице и показаны на фиг. 2. Обращают на себя внимание следующие моменты. В целом состав серы колеблется в широких пределах, однако четкий максимум приходится на значения $\delta^{34}\text{S}$ около 7‰. Значительное число образцов характеризуется еще меньшими отличиями по изотопному составу серы от серы метеоритного троилита. Кроме того, поражает выдержанность изотопного состава серы на огромной территории опробования (фиг. 1) и во всех проявлениях сульфатов. Все это служит достаточным основанием для заключения, с одной стороны, о первично осадочном происхождении сульфатной серы, а с другой — о накоплении сульфатных отложений в условиях неустановившегося круговорота серы. По-ви-



Фиг. 2. Гистограмма изотопных составов сульфатной серы из минералов и горных пород федоровской свиты

Результаты определений изотопных составов сульфатной серы из минералов и горных пород федоровской свиты ненграской серии архея Алданского щита

№№ п/п	Материал	Адрес	δ ³⁴ S
Флогопитовые месторождения Эмельджакской группы			
1	Карбонатная порода	Эмельджак	8,6
2	То же	То же	8,9
3	Кальцифир	»	8,6
4	То же	»	6,6
5	»	»	5,6
6	Кальцит из диопсидовой породы	»	3,2
7	Скаполит	Горелое, шахта № 10	13,3
8	Кальцифир	Горелое	9,4
9	Кальцит	То же	7,8
10	То же	»	2,2
11	Кальцифир	Таборное	14,9
12	То же	»	7,6
13	Ангидрит из карбонатной скаполитизированной породы	Северо-западная часть Эльконского горста	7,1
14	Скаполит из того же образца	То же	4,3
15	Барит	»	4,3
16	Ангидрит из керна, глубина 550 м	Центральная часть Эльконского горста	4,3
17	То же, глубина 680 м	То же	2,4
18	То же, глубина 740 м	»	7,1
19	Ангидрит	»	3,8
20	То же	»	2,4
21	Барит	Юго-восточная часть Эльконского горста	7,4
22 ¹	Ангидрит из керна, глубина 570 м	р. Русская	4,6
23 ¹	То же, глубина 1100 м	р. Акин	5,0
24	Скаполит	Месторождение Каталах	9,2
25	Апатит	То же	10,0
Флогопитовые месторождения Куранахской группы			
26	Кальцифир	Калтыкон-I	7,3
27	То же	То же	9,2
28	Карбонатная порода	»	7,6
29	То же	»	9,7
30	»	»	10,2
31	»	Предвиденное	8,5
32	Апатит из гематит-апатитовой породы	Месторождение Селигдар	6,7
33	То же	То же	4,3
34	Апатит из карбонат-апатитовой породы	»	7,4
35	То же	»	8,1
36	»	»	10,4
37	»	»	11,4
38	»	»	9,6
39	»	»	6,7
40	»	»	6,7
41	»	»	7,4
42	»	»	4,3
43	»	»	7,9
44	Карбонат из карбонат-апатитовой породы	»	12,7
45	То же	»	9,1
46	Апатит из карбонат-апатитовой породы	Месторождение Осенний Лист	7,8

№№ п/п	Материал	Адрес	δ°S
Железорудные месторождения			
47	Скаполит	Дёс	11,1
48	Силикатный мрамор	То же	8,7
49	Скаполит из карбонатной породы	Пионерское	21,5
50	Мрамор	То же	10,2
51	То же	Таежное	10,8
52	Флогопит-оливиновый кальцифир	То же	17,9
53	Оливиновый кальцифир	»	11,3
54	То же	»	17,6
55	Крупнокристаллический массивный ангидрит	»	16,2
56	Ангидрит из мелких включений в людовигитовой руде	»	10,4
57	Сильно скаполитизированная порода	»	20,0
58	Скаполитизированная порода	»	3,1
59	Апатит	»	6,0
60	То же	»	6,6
61	Барит	Гематитовое	11,1
62	То же	То же	6,0
63	»	»	7,4
64	Флогопитовый кальцифир	Тинг	8,5
Флогопитовые месторождения Канкунской группы			
65	Апатит	Леглиерское	5,5
66	Скаполит	То же	9,9
67	Апатит	»	9,5
68	То же	»	8,7
69	Скаполит-карбонатная порода	»	8,2
70	Апатит	»	10,0
71	То же	»	6,5
72	»	»	3,6
73	»	»	5,0
74	Кальцит	»	5,7
75	То же	»	7,3
76	Скаполит	»	5,7
77	Апатит	»	9,4
78	То же	»	6,3
79	Апатит из кальцифира	Шахта № 14	6,2
80	Силикатный мрамор	То же	8,1
81	Апатит из кальцифира	»	7,4
82	Карбонатная порода	Федоровское	8,3
83	Апатит	То же	6,0
84	Скаполит	»	10,9
85	То же	»	5,7
86	»	»	7,9
87	Апатит	Снежное	7,3
88	Флогопит-карбонатная порода	То же	11,4
89	Шпинелевый кальцифир	»	8,5

† Материал предоставили Э. В. Петросян и В. А. Ознобихин.

димому, сульфат, зафиксированный в породах и минералах федоровской свиты, был первым сульфатом, накопившимся в значительном количестве в составе вод архейских морей. Можно полагать, таким образом, что время накопления отложений федоровской свиты явилось переломным моментом в эволюции процессов осадконакопления потому, что к этому геохронологическому рубежу оформилась кислородная атмосфера Земли и сформировался состав океанических вод, близкий по содержанию главных анионов к современному.

Выше была отмечена четкая пространственная приуроченность проявлений повышенных концентраций апатита к продуктивным горизонтам федоровской свиты. Характер таких проявлений лучше всего может быть представлен на примере Селигдарского месторождения, по своей народнохозяйственной значимости* и геологической позиции, несомненно, заслуживающего специального рассмотрения.

Селигдарское месторождение находится в истоках р. Селигдар, в 30 км от г. Алдана, на северо-восточной окраине Верхне-Нимгерканского сводового поднятия, образованного преимущественно сложно-дислоцированными толщами верхнеалданской и федоровской свит ингрской серии.

В основании разреза в районе месторождения расположены биотитовые, биотит-гранатовые, биотит- и силлиманит-кордиеритовые кристаллические сланцы и гнейсы с линзами кварцитов и редкими пластами и линзами диопсидсодержащих кристаллических сланцев и гнейсов, реже — мраморов, кальцифиров и диопсидовых пород. На этой существенно глиноземистой толще верхов верхнеалданской свиты залегают основные кристаллические сланцы, карбонатные и апокарбонатные породы федоровской свиты, общая неполная мощность которых составляет здесь 2500—2800 м. Архейские кристаллические сланцы нередко мигматизированы и гранитизированы вплоть до образования полей гранито-гнейсов и различных по величине тел биотитовых, биотит-амфиболовых и аляскитовых гранитов. Кристаллические сланцы и пронизывающие их гранитоиды перекрыты горизонтально залегающими платформенными карбонатными отложениями юдомской свиты. Все перечисленные комплексы прорваны многочисленными телами мезозойских щелочных калиевых сиенитов.

Апатитовое оруденение приурочено к магнезиальным мраморам леглиерского горизонта федоровской свиты, которые выходят на поверхность на площади около 0,7 км². На соседних с месторождением участках мраморы леглиерского горизонта подстилаются диопсидовыми кристаллическими сланцами. Еще ниже залегают гранитизированные амфиболовые, амфибол-пироксеновые и биотит-амфиболовые гнейсы и кристаллические сланцы нижней подсвиты федоровской свиты.

Рудой являются мраморы, содержащие апатит в качестве породообразующего минерала. Они представляют собой вишнево-бурые, розовато-бурые, розовые и серые крупно- и среднезернистые массивные, сланцевато-полосчатые и брекчиевидные породы. Содержание апатита — от первых процентов до 70—80% в разностях, по составу приближающихся к мономинеральным апатитовым породам. Апатит распределен неравномерно, образуя полосы, струи и гнезда. В разрезе чередуются относительно богатые участки с содержанием апатита 20—50% с более бедными, содержащими 5—20% его. Соответственно содержание P₂O₅ колеблется от первых процентов до 20—25% при среднем содержании по месторождению 7—8%.

По составу выделены две главные разновидности апатитовых руд: апатит-кварц-карбонатная и апатит-карбонатная, а также более редкие апатит-диопсид-карбонатные, апатит-магнетит-карбонатные, флогопит-apatит-диопсидовые и апатит-кварцевые руды, тяготеющие к основанию карбонатной толщи.

Главные апатит-кварц-карбонатные и апатит-карбонатные разновидности руд характеризуются простым минеральным составом и содержат в качестве главных минералов карбонат (30—80%), кварц (5—30%) и апатит (5—80%). В отдельных разностях присутствуют значительные количества гематита и магнетита (мартита). В виде примеси отмечены роговая обманка, шпинель, сфен, рутил, ильменит, эпидот, хлорит, пи-

рит и др. Специфическая вишневая окраска с различными буроватыми оттенками обусловлена тонкораспыленными гематитом и гидроокислами железа.

Прогнозные запасы месторождения, определяемые по прямым геологическим данным, оцениваются в 2,5—3 млрд. т руды с содержанием 7—8% P_2O_5 , пригодной для открытой разработки.

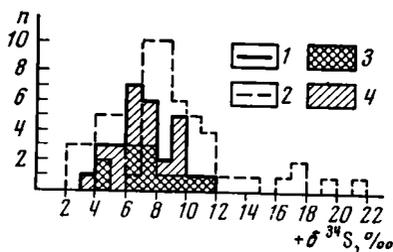
Возраст апатитового оруденения уверенно определен как докембрийский по присутствию значительного количества обломочного апатита в базальных отложениях юдомской свиты. Приуроченность Селигдарского месторождения и многих других проявлений апатитовосности к продуктивным горизонтам федоровской свиты, тесная связь оруденения с карбонатными породами первично осадочного происхождения, полосчатослоистое распределение апатита в породах, слоистое залегание апатитовых руд и их значительная выдержанность в пространстве позволяют предполагать осадочно-метаморфогенный генезис оруденения, возникшего в результате преобразования первичных фосфорсодержащих карбонатных осадков.

Выше мы стремились показать, что ко времени накопления отложений федоровской свиты оформилась кислородная атмосфера, а состав океанических вод стал сходен с современным по содержанию главных анионов. Эти обстоятельства свидетельствуют о важном переломном рубеже в условиях процессов седиментации. Смена условий осадконакопления означала, в свою очередь, что в исходных осадках федоровской свиты могли накопиться продукты жизнедеятельности древнейших на Земле организмов, и отложения принципиально могли содержать повышенные количества фосфора, который впоследствии был мобилизован и пошел на построение апатита в ходе мощных процессов метаморфизма и метасоматоза. Мы полагаем, что уникальность концентраций фосфора именно в породах федоровской свиты обязана как раз резкой смене условий осадконакопления. Становление кислородной атмосферы и победа аэробных организмов привели к массовой гибели предшествовавших форм анаэробной жизни и резкому обогащению осадков продуктами деструкции органического вещества.

Именно такая вполне вероятная первичная обогащенность исходных осадков федоровской свиты фосфором определяет особое значение литологического контроля апатитовосности, обусловившего повышенные концентрации апатита в толщах этой свиты. В таком случае следовало бы, по-видимому, ожидать выявления в составе федоровской свиты образований апатит-карбонатной формации, представленных апатитовыми кальцифирами, подобными тем, которые известны на Слюдянке, в Прибайкалье. До настоящего времени, однако, такие образования на Алданском щите не обнаружены.

Отсутствие в разрезах федоровской свиты образований апатит-карбонатной формации вынуждает высказать предположение и о возможном поступлении фосфора извне. В этом случае необходимо допустить преобразование карбонатных пород федоровской свиты растворами, обогащенными фосфором, под воздействием которых возникали концентрации апатита типа известковых апатитовых скарнов или магниезиальных апатитсодержащих скарнов. Примеры прямого замещения апатитом карбонатов удается наблюдать во многих метасоматических измененных породах федоровской свиты. При возникновении новообразованного апатита происходит заимствование CaO из карбоната. Тогда же апатит мог обогащаться и сульфатной серой. Однако и в этом случае едва ли можно достаточно строго аргументировать полностью ювенильную природу фосфора, обогатившего растворы. Более убедительными представляются соображения о том, что это все тот же первично осадочный фосфор, мобилизованный и вовлеченный в процессы метаморфизма и метасоматоза.

Вопрос о предполагаемом источнике фосфора касается все же, по своей сути, предыстории концентраций апатита. Сейчас важно подчеркнуть другое: все без исключения повышенные концентрации апатита приурочены к карбонатным породам продуктивных горизонтов федоровской свиты и, как видно из гистограммы (фиг. 3), изотопные составы сульфатной серы во всех проанализированных апатитах в точности соответствуют составам первично осадочной серы в породах федоровской свиты. Эти факты служат прямыми доказательствами участия вещества осадочных пород в формировании апатитов и косвенно подтверждают предположение о возможном осадочном происхождении заключенного в них фосфора. На фиг. 3 показаны значения изотопных



Фиг. 3. Гистограммы, иллюстрирующие соотношения изотопных составов сульфатной серы из апатитов пород федоровской свиты с составами первично осадочной сульфатной серы из других минералов и горных пород федоровской свиты (заштрихованное поле соответствует значениям изотопных составов сульфатной серы апатитов).
Контурные гистограммы изотопных составов: 1 — сульфатной серы апатитов, 2 — первично осадочной сульфатной серы других минералов и пород; поле значений изотопных составов серы апатитов: 3 — Селигдарского месторождения, 4 — из других мест распространения пород федоровской свиты

составов сульфатной серы селигдарских апатитов. Они совершенно аналогичны рассмотренным и потому не оставляют сомнений в осадочной природе заключенной в них сульфатной серы. Можно, следовательно, утверждать, что по источнику исходного вещества апатиты Селигдарского месторождения не отличаются от других проявлений апатитовой минерализации, известных на Алданском щите.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Авторы рассмотрели условия формирования апатитовой минерализации лишь под одним углом зрения. Обосновано несомненное участие вещества исходных осадочных пород и, следовательно, важное значение фактора литологического контроля в образовании апатитовых проявлений и месторождений. Установление источника рудного вещества — важное звено в познании генезиса руд, но авторы отдают себе отчет в том, что это лишь одно из звеньев сложной цепи событий, которые привели к возникновению концентраций апатита в архейских толщах Алданского щита.

ЛИТЕРАТУРА

- Виноградов В. И. Историзм в геохимии в свете данных по изотопному составу серы. — В кн.: Очерки геохимии отдельных элементов. М., «Наука», 1973.
- Виноградов В. И., Иванов И. Б., Лицарев М. А., Перцев Н. Н., Шанин Л. Л. О возрасте кислородной атмосферы Земли. — Докл. АН СССР, 1969, т. 188, № 5.
- Геологическая карта южной части Якутской АССР (масштаб 1:1 500 000). — В кн.: Геология СССР, т. XLII, Южная Якутия, геологическое описание. М., «Недра», 1972.
- Каргатев В. А. Ангидрит в диопсидовых породах Центрально-Алданского района. — В сб.: Минеральное сырье, вып. 22, минералогия и петрография. М., «Недра», 1970.
- Коржинский Д. С. Петрология архейского комплекса Алданской плиты. — ЦНИГРИ, М., 1936, вып. 86.
- Левченко О. А., Герлинг Э. К., Михайлов Д. А., Овчинникова Г. В., Яковлева С. З., Искандерова А. Д. Новые данные по геохронологии кристаллических комплексов Алданского массива. — В кн.: Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста. М., «Наука», 1973.

- Реутов Л. М.* К вопросу о стратиграфии иенгрской серии архея Алданского щита.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР, вып. 18. Якутское книжное изд-во, 1968.
- Сердюченко Д. П.* Происхождение архейских железных руд Южной Якутии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, № 8.
- Сердюченко Д. П.* Соленосные осадочные породы в докембрийских толщах Земли и их скаполитсодержащие метаморфические производные.— В кн.: Геология докембрия (Доклады советских геологов на XXIV сессии МГК). Л., «Наука», 1972.
- Соболевич Э. В., Шац М. М., Ловцюс А. В., Ремов А. Г., Рудник В. А., Терентьев В. М.* Распространенность изотопов свинца в породах Алданского кристаллического щита и их радиологическая интерпретация.— В кн.: Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста. М., «Наука», 1973.
- Черкасов Р. Ф.* Закономерности и прогноз флогопитоносности Алдана.— В кн.: Геологические формации Дальнего Востока и их металлогения. Хабаровск, 1972.
- Чухров Ф. В., Виноградов В. И., Ермилова Л. П.* К вопросу об изотопном фракционировании серы в протерозое.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 11.
- Энтин А. Р.* О природе ритмично-слоистой толщи федоровской свиты иенгрской серии архея Алданского щита.— Докл. АН СССР, 1971, т. 201, № 3.
- Энтин А. Р.* Основные закономерности размещения флогопитовых и магнетитовых месторождений в центральной части Алданского щита. Автореферат канд. дис. Новосибирск, Ин-т геол. и геофиз. СО АН СССР, 1971г.

Геологический институт АН СССР,
Москва
Тимптоно-Учурская комплексная экспедиция
Якутского геологического управления,
Алдан

Дата поступления
24.II.1975



КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 552.122 : 551.311.6 (575.12)

ЭОЛОВЫЕ ПЕСЧАНИКИ МЕЛОВОГО ВОЗРАСТА В ФЕРГАНЕ

Н. Н. ВЕРЗИЛИН, Н. С. ОКНОВА

Современные эоловые песчаные отложения уже давно привлекают к себе внимание исследователей, вследствие чего стало очевидным их достаточно широкое распространение, выявлены условия формирования и основные диагностические признаки (Сидоренко, 1949, 1957; Cailleux, 1961; Glennie, 1970; McKee, 1957, 1966).

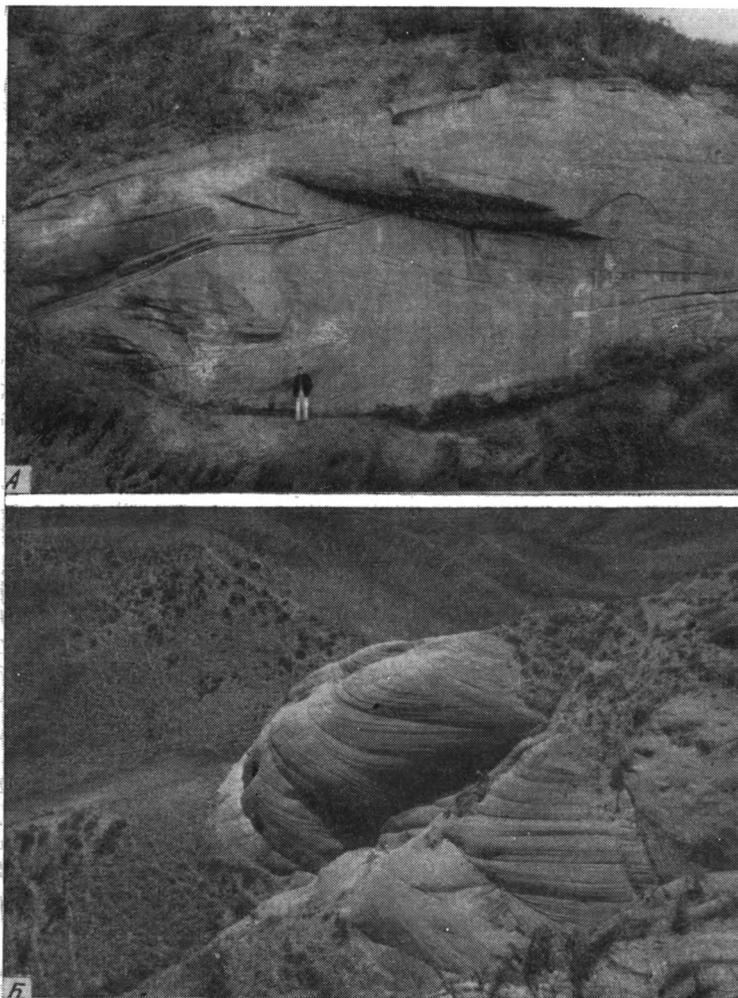
Можно ожидать, что в далеком прошлом в связи с меньшим развитием или почти полным отсутствием на ранних этапах жизни Земли наземного растительного покрова эоловые песчаные отложения были распространены еще шире, чем в настоящее время. Сравнительно редкое описание древних эоловых отложений связано не только с тем, что они могли уничтожаться перед отложением более молодых осадков, но и с тем, что в ископаемом состоянии они выделяются с большим трудом (Сидоренко, 1957).

В связи с большим значением данных о древних эоловых образованиях для палеогеографических реконструкций представляет интерес описание результатов изучения ископаемых эоловых песчаников. Одним из таких объектов, заслуживающих внимания, являются эоловые песчаники мелового возраста, распространенные в Ферганской межгорной впадине.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЭОЛОВЫХ ПЕСЧАНИКОВ

Впервые на присутствие эоловых песчаников среди нижнемеловых (нижнечангетских) красноцветных отложений Ферганы указал Л. Б. Рухин (1959; Рухин, Рухина, 1961), который считал их типичными чертами наличие косо́й сло́йчатости с большой мощностью косых серий (до 12—15 м), лучшую, чем в смежных песчаниках, окатанность зерен, плотную упаковку песчинок. В настоящее время накоплены более обширные данные по распространенности и особенностям строения и состава этих образований.

Наиболее широко эоловые песчаники развиты в северо-восточной части впадины, где они в районах восточнее Джалал-Абада (разрезы по р. Чангет и ее притокам) и севернее его (междуречье рек Кугарт и Караунгур) обычно слагают целиком или в основном среднеходжабадскую подсвиту мощностью до 70 м предположительно готеривского возраста (Верзилин, 1963). Подстилаются и перекрываются они красноцветными глинистыми пачками. Для этих отложений характерна отчетливая перекрестная косая сло́йчатость с обычным заметным выполажи-



Фиг. 1. Золотые песчаники ходжибадской свиты
 А — по р. Бокей (приток р. Чангет); Б — в междуречье рек Кугарт
 и Караунгур

ванием слоев к основанию серий и большая мощность (до 10—15 м) косых серий (фиг. 1). Слоистость обусловлена чередованием слоев песчаников обычно мощностью от нескольких миллиметров до 1—2 см с несколько различающейся зернистостью.

По левому берегу р. Чангет золотые песчаники встречаются также несколько выше по разрезу в верхах аптских и нижней части альбских отложений. Здесь они перекрываются так называемыми нижней и верхней голубыми пачками, сложенными тонким, часто типа ленточного, чередованием глин, алевролитов и голубовато-серых мергелей, и подстилаются красноцветными глинами. Сами песчаники имеют строение выдержанных линзовидных тел мощностью до 10 м с ровными нижней и верхней поверхностями и протяженностью до 2 км. В местах повышенной мощностей песчаники отчетливо косослойчатые. При этом слоистость, как и облик песчаников, аналогичны характерным для золотых песчаников среднеходжибадской подсвиты. Иногда косые серии захватывают всю мощность песчаников. По простиранию мощность песчаников уменьшается, в них исчезает отчетливая косослойчатость, иногда появляется параллельная слоистость, песчаники становятся все более

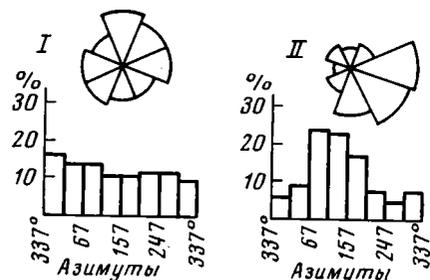
мелкозернистыми и в некоторых случаях переходят в голубовато-серые алевролиты со знаками ряби.

Эоловые песчаники были встречены, кроме того, на территории юго-восточной части Ферганской впадины в бассейне р. Тар, в районе верховьев его левого притока — р. Клаудзина. Здесь они непосредственно залегают под пачкой темно-серых глин устричной толщи, содержащих многочисленные остатки морской фауны. Эоловые песчаники слагают верхние примерно две трети монолитной 40-метровой пачки светло-красных песчаников, внизу без признаков слоистости или с неотчетливой горизонтальной слоистостью, вверху — с крупной (до 10 м) перекрестной слойчатостью, тождественной описанной для эоловых песчаников более северных районов. Возраст толщ, вмещающих эоловые песчаники, в этом районе уже поздне меловой (сеноман).

Необходимо подчеркнуть, что во всех перечисленных случаях песчаники, относимые к эоловым, обладают тождественными чертами: однотипной, очень четко выраженной крупной перекрестной (разнонаправленной) косой слойчатостью, сравнительно хорошей сортировкой, нередко очень хорошей округленностью песчаных зерен, обычно их плотной упаковкой и иногда преобладанием среди кварцевых зерен матовых округлых, окатанных ветром, т. е. чертами, которые для других песчаников мелового возраста в Фергане не отмечаются (Верзилин, 1963). Это позволяет предполагать, что условия образования рассматриваемых эоловых песчаников также были сходны. Они формировались, очевидно, по берегам обширных водоемов, в местах, где на выведенных на дневную поверхность прибрежных донных песках в обстановке ярко выраженного аридного климата развивались дюнные ландшафты. В пользу такого мнения говорит, например, то, что в соседнем с клаудзинским разрезе, в котором ниже устричной толщи залегают эоловые песчаники, под той же самой пачкой устричной свиты лежат типичные отложения лагун повышенной солености, содержащие гипсы. Следовательно, в данном случае ландшафты лагун и накопления эоловых песков соседствовали друг с другом. В пользу формирования эоловых отложений по бережьям в обстановке развития дюн, очевидно, говорит и очень четкая косая слойчатость отложений (Сидоренко, 1957), а также разнообразные литолого-палеогеографические данные (Верзилин, 1963, 1973).

ОРИЕНТИРОВКА КОСОЙ СЛОЙЧАТОСТИ

При изучении эоловых отложений северо-восточной Ферганы мы производили массовые замеры ориентировки косых слойков. В районе бассейна р. Чангет было определено 273, а в междуречье рек Кугарт и Караунгур — 163 ориентировки косых слойков. После редукции замеров,



Фиг. 2. Гистограммы и розы азимутов падения косых слойков в эоловых песчаниках

I — междуречье рек Кугарт и Караунгур; II — район р. Чангет

т. е. определения первичной ориентировки косых слойков, существовавшей в момент накопления осадков, было выявлено преобладающее падение слойков, и следовательно, выяснено господствовавшее направление древних ветров. Оказалось, что направления ветров, формировавших косую слойчатость, были чрезвычайно изменчивы и иногда даже противоположно ориентированы. Естественно, что разнонаправленный наклон косых слойков, свидетельствующий о частой смене направления перемещения осадочного материала, а иногда и перемещении его в сторону древней области сноса,

уже сам по себе говорит в пользу эолового происхождения косой слойчатости. В суммарном виде результаты определения азимутов падения косых слоев представлены на фиг. 2, где видно, что, несмотря на разбросанность значений, отмечаются некоторые преобладающие направления. Это позволяет считать, что в северном районе преобладали ветры, дующие на север, северо-восток и восток, а в восточном — восток и юго-восток.

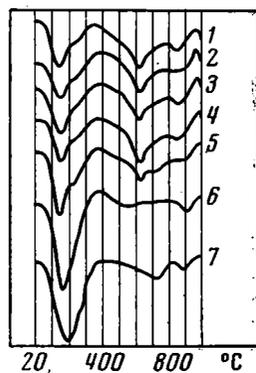
Были подсчитаны и средние углы наклона косых слоев. Для Кургарт-Караунгурского междуречья они составили $19,8^\circ$, а для Чангетского — $21,8^\circ$. Эти данные показывают, что средние углы наклона могут заметно различаться у эоловых отложений даже строго одновозрастных.

ОСОБЕННОСТИ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ

Внутри толщ эоловых песчаников встречаются прослои и пласты горизонтально слоистых песчаников, образовавшихся в водных условиях. Иногда в них отмечаются отчетливые следы подводно-оползневых деформаций. Для выяснения структурных различий между этими субаквальными осадками и образовавшимися за счет их переработки эоловыми мы провели детальное изучение состава и гранулометрии наиболее типичных образцов тех и других отложений.

Проведенные гранулометрические анализы показали, что в эоловых песчаниках содержание фракций менее $0,01$ мм и карбонатного материала обычно $9-23\%$, причем содержание карбонатного материала и терригенных компонентов примерно одинаковое. В переслаивающихся же с ними песчаниках водного генезиса фракции менее $0,01$ мм и карбонатного материала содержится несколько больше, обычно $27-30\%$, причем часто терригенная составляющая преобладает над карбонатной. Таким образом, различная отсортированность эоловых и водных песчаников проявляется даже в содержании в них фракции менее $0,01$ мм.

Изучение состава глинистых минералов показало, что для среднеазиатской подзоны на территории северо-восточной части Ферганской впадины характерен почти исключительно монтмориллонит, особенно часто присутствующий в качестве примеси в песчаных (фиг. 3) и грубообломочных породах (Верзилин, 1963). Иногда встречается монтмориллонит с палыгорскитом, примесь которого хорошо диагностируется в электронном микроскопе по наличию характерных волокон. Однако в эоловых песчаниках эта закономерность не проявляется, для них характерен каолинит-монтмориллонитовый состав глинистой примеси (фиг. 3). Такая особенность, вероятно, обусловлена возникновением каолинита в наземной обстановке при переувлажнении прибрежного материала ветром. Именно в условиях прибрежной зоны, в обстановке ландшафтов с несколько повышенной влажностью, несмотря на общую аридность климата, мог развиваться в какой-то мере растительный мир, способствовавший возникновению в наземных условиях кислой среды, которая приводила к образованию в переувлажненных песках примеси каолинитового материала. В условиях же водоема с повышенной щелочностью придонных и иловых вод, каким являлся в это время Ферганский бассейн, каолинит не только не мог возникнуть, но, будучи неустойчивым в процессе сингенеза и диагенеза осадков, уничтожался (Верзилин, 1963). Монтмориллонит же вел себя противоположным образом: он мог

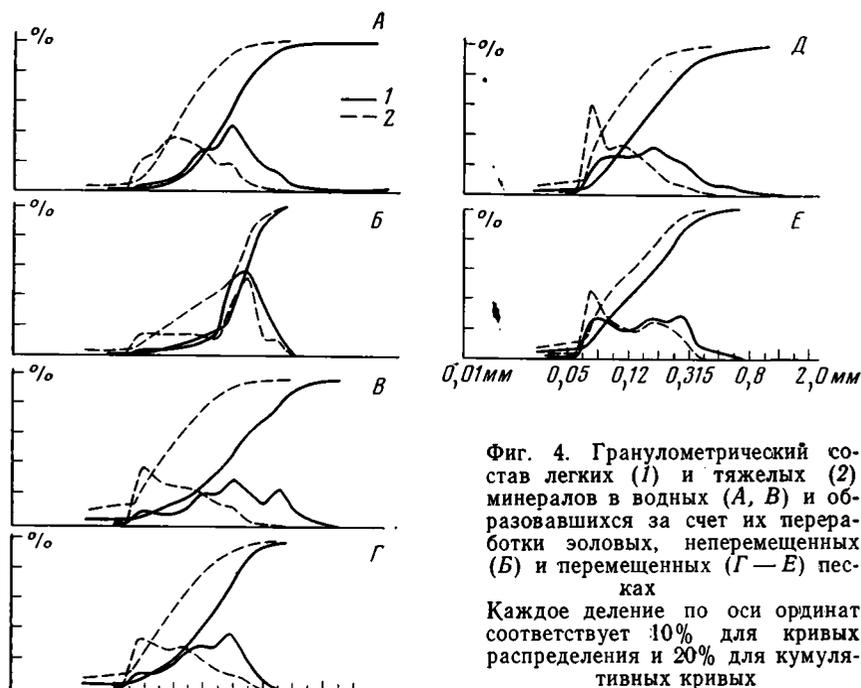


Фиг. 3. Дифференциальные кривые нагревания глинистой примеси из эоловых (1-5) и переслаивающихся с ними водных (6, 7) песчаников

возникать в щелочной среде и был неустойчив в кислой. Поскольку золовой переработке подвергались осадки, ранее отложенные в водном бассейне, а золовые пески в конечном итоге захоронялись в бассейновой обстановке, как правило, глинистые минералы в золовых песчаниках имеют смешанный каолинит-монтмориллонитовый состав.

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЛЕГКИХ И ТЯЖЕЛЫХ МИНЕРАЛОВ

Гранулометрический состав обломочной части изучался для легких и тяжелых минералов. Некоторые результаты этого исследования приведены на фиг. 4



Фиг. 4. Гранулометрический состав легких (1) и тяжелых (2) минералов в водных (А, В) и обработавшихся за счет их переработки золовых, неподвижных (В) и подвижных (Г—Е) песках
Каждое деление по оси ординат соответствует 10% для кривых распределения и 20% для кумулятивных кривых

Анализ гранулометрического состава показал, что у древних песчаников, как было отмечено для современных песков (Сидоренко, 1949, 1957), отчетливо наблюдаются различия гранулометрического состава между исходными и золовыми разностями, причем могут быть выделены различия подвижных и неподвижных золовых песков в зависимости от того, изменился ли гранулометрический состав при золовой переработке соответственно в сторону укрупнения или измельчения (фиг. 4). При этом выяснено, что переработка гранулометрии тяжелых минералов иногда происходит значительно резче, чем легких.

Как известно, еще в 1937 г. Л. Б. Рухин предложил новый способ определения золового или водного происхождения осадков на основании различия в них коэффициента смещения, т. е. разницы медианных размеров тяжелых и легких минералов в одном и том же образце. На основании проведенных Л. Б. Рухиным исследований по современным пескам было установлено, что коэффициенты смещения для современных водных песков в большинстве случаев равны 4—6, иногда 10, а для золовых они не превышают 2 (Рухин, 1937, 1947). Более поздние исследования (Логвиненко, 1948; Шванов, 1964) показали существование тенденции к уменьшению разницы медианных размеров тяжелых и легких минералов в золовых песках по сравнению с водными, но привели к несколько скептическим оценкам возможности наметить четкие числовые границы

в различии коэффициентов смещения в песках различного происхождения.

При изучении коэффициентов смещения обычно использовались образцы морских, аллювиальных и эоловых отложений, генетически и пространственно не связанных друг с другом. При таком условии невозможно судить о степени переработки исходного материала эоловым процессом, поскольку первоначальные различия в гранулометрических спектрах легких и тяжелых минералов в песках, возникших за счет разрушения разных областей сноса и отложенных в разных гидродинамических условиях, могут быть существенно разными.

В связи с этим уже была сделана попытка проследить за изменением коэффициентов смещения при переходе от субаквального пляжа к субаэральному и к дюнам для современных осадков западной части Рижского залива (Окнова, 1974). Было установлено, что в дюнных песках коэффициент смещения — 0,5—1,0, в песках субаэрального пляжа — 3—4, а в субаквальных песках — 4—6.

По той же самой методике мы определили коэффициенты смещения для образцов из эоловых и связанных с ними водных отложений мелового возраста Ферганской впадины, особенности гранулометрического состава которых показаны на фиг. 4.

Выяснилось, что в этих отложениях для водных песков коэффициенты смещения составляют 14 и 18, в то время как для образовавшихся за их счет эоловых песков они равны 5 и 10, 7, 5 (фиг. 4). Таким образом, отчетливо проявляется существенная, обычно более чем двукратная разница величин коэффициентов смещения в водных и образовавшихся по ним эоловых песках. Это является дополнительным подтверждением правильности генетической интерпретации рассматриваемых отложений. В то же время полученные данные показали, что в изученных древних породах величина коэффициентов смещения значительно больше, чем считается типичным для современных отложений. Представляется, что причиной этого является следующее.

Возможно, повышенные значения коэффициентов смещения в изученных водных отложениях объясняются их осаждением из потоков повышенной плотности (селе-мутьевых), а в образовавшихся за счет их переработки эоловых — незавершенностью перестройки гранулометрии под воздействием ветра. Возможно, коэффициент смещения обладает определенным консерватизмом и достигает низких значений, отмеченных для современных эоловых песков, лишь при достаточно длительной их переработке ветром. Изученные же осадки испытали воздействие эоловых процессов в недостаточной степени и в различной мере. В пользу такого предположения свидетельствует различие коэффициентов смещения в изученных песчаниках.

Нельзя исключить возможность того, что коэффициенты смещения могут относительно слабо изменяться в случае полигенного происхождения эоловых песков, когда они формируются то как перемещенные, то как неперемещенные. Такой генезис вероятен для многих дюнных прибрежных песчаных осадков, которые могут заключить в себе черты как перемещенных, так и неперемещенных песков. Если пески попеременно то перевеивались на месте, то перерабатывались при заметном перемещении, процесс перестройки их гранулометрического состава мог идти как бы в противоположных направлениях, причем разнонаправленно могло изменяться и относительное содержание тяжелых минералов. Исходя из выявленного разнонаправленного падения кривой слоистости в изученных эоловых отложениях и присутствия среди них прослоев песчаников с текстурными признаками водного происхождения, можно полагать, что изученные эоловые образования в общем имели такое полигенное происхождение. Очевидно, выделяющиеся среди них неперемещенные и перемещенные разности не являются чистыми, а лишь отражают

преобладание в процессе формирования их гранулометрического состава того или иного процесса.

Не исключено также, что во всех генетических типах песчаников в древних отложениях коэффициент смещения имеет большую величину, чем в соответствующих генетических аналогах современных отложений в связи с отчетливо различным составом комплексов тяжелых минералов в современных и древних осадках. Среди тяжелых минералов в современных осадках присутствуют в значительных количествах неустойчивые разности (пироксены, амфиболы, эпидот), которые тяготеют в связи со своей гидравлической крупностью к более крупнозернистой части гранулометрического спектра, в древних же отложениях эти минералы уничтожаются за счет внутрислойного растворения, и в тяжелой фракции преобладают устойчивые разности (циркон, рутил, ильменит), тяготеющие к мелкозернистой части (Окнова, 1972). В таком случае возможно, что полученные нами коэффициенты смещения могут быть типичными для древних пород, возникших за счет осадков, образовавшихся в водных условиях, и осадков, формировавшихся при переработке водно-отложенного материала эоловыми процессами.

КОЭФФИЦИЕНТ МЕДИАННЫХ ОТНОШЕНИИ

Приведенные данные указывают на необходимость сравнительного изучения особенностей распределения легких и тяжелых обломочных минералов в современных и древних отложениях с целью выработки надежных приемов и критериев для выяснения генезиса древних осадков. При этом необходимо обратить внимание на следующие методические соображения. При сравнении гранулометрического состава тяжелых и легких минералов используется, как было отмечено, коэффициент смещения, равный 100-кратной разнице медианных размеров тяжелых и легких минералов. Поскольку эта величина линейная, она сильно меняется в зависимости от зернистости породы: чем крупнее обломочный материал, тем больше коэффициент смещения, хотя фактически различия между распределением тяжелых и легких минералов могут быть и меньше, чем в более тонкозернистой породе. Поэтому для изучения можно рекомендовать не разность медианных размеров, а их отношение; тогда зернистость пород не будет влиять на их соотношение. Это вытекает и из самой сущности метода, который основан на следующей зависимости: $\frac{r_1}{r_2} = \frac{d_2}{d_1}$, где r_1, r_2 — радиусы одновременно оседающих зерен тяжелых и легких минералов, d_1, d_2 — значения удельных весов соответствующих минералов.

Следовательно, при изучении гранулометрии легких и тяжелых минералов с целью выяснения генезиса алеврито-песчаных пород необходимо использовать не коэффициент смещения, а отношение медиан легких и тяжелых минералов, которое может быть названо коэффициентом медианных отношений. Этот коэффициент может подсчитываться для легких и тяжелых минералов в целом и для отдельных пар минералов, различающихся по удельному весу. При таком подходе учитывается действительно физическая сущность, лежащая в основе различия распределения легких и тяжелых минералов в гранулометрическом спектре в одном и том же образце, а не параметр, отражающий ее лишь частично. Соответственно не будет проявляться и разброс значений, характерный для коэффициента смещения. Так, для изученных образцов коэффициенты медианных отношений составляют: для эоловых неперемещенных песчаников 1,2, для материнских пород водного происхождения — 2,0, для перемещенных эоловых песков — 1,8; 1,7; 1,5 и материнских для них — 2,7. Таким образом, для эоловых песков коэффициенты медианных отношений меньше тех же коэффициентов в материнских отложениях в 1,5—1,8 раза. Для тех же образцов коэффициенты смещения,

как указано выше, составляют для неперемещенных эоловых — 5, материнских для них — 14, а перемещенных — 10, 7, 5 и материнских для них — 18. Показательно, что значение коэффициента смещения 5 получено для образцов с заметно различным отношением значений медиан тяжелых и легких минералов (1,2 и 1,5 — фиг. 4, 5, нижние графики) вследствие зависимости коэффициента смещения от общей размерности зерен в породе.

Приведенные материалы показывают, что в древних осадочных толщах переработанные ветром песчаные отложения иногда распространены значительно и имеют вполне определенные литологические признаки, отличающие их от песчаных образований, сформировавшихся в водных условиях. Специальное изучение этих отложений необходимо для уточнения палеогеографической обстановки накопления осадков.

ЛИТЕРАТУРА

- Верзилин Н. Н.* Меловые отложения севера Ферганской впадины и их нефтеносность. Л., Гостоптехиздат, 1963.
- Верзилин Н. Н.* Палеогеография Ферганской впадины в раннемеловую эпоху.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1973, т. 48, № 2.
- Логвиненко Н. В.* Некоторые вопросы минералогии и петрографии осадочных пород.— Зап. ВМО, 1948, ч. LXXVII, № 3.
- Окнова Н. С.* К вопросу о распределении минералов по гранулометрическим фракциям.— Докл. АН СССР, 1972, т. 203, № 4.
- Окнова Н. С.* Использование соотношения размеров легких и тяжелых минералов в песчано-алевритовых породах для палеогеографических построений.— Докл. АН СССР, 1974, т. 214, № 1.
- Рухин Л. Б.* Новый способ определения условий отложения древних песков.— Пробл. сов. геологии, 1937, № III.
- Рухин Л. Б.* Гранулометрический метод изучения песков. Изд-во ЛГУ, 1947.
- Рухин Л. Б.* Основы общей палеогеографии. М., Гостоптехиздат, 1959.
- Рухин Л. Б., Рухина Е. В.* Меловые отложения Ферганской котловины. Изд-во ЛГУ, 1961.
- Сидоренко А. В.* Два типа эоловых песков.— Докл. АН СССР, 1949, т. 19, № 3.
- Сидоренко А. В.* Эоловые песчаные отложения и их диагностические признаки.— В кн.: Методы изучения осадочных пород, т. 2. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Шванов В. Н.* О распределении минералов в гранулометрических фракциях песков, отложенных водой и ветром.— Вестн. ЛГУ, № 6, вып. 1, 1964.
- Cailleux A.* Application à la géographie des méthodes d'étude des sables et des galets. Rio de Janeiro, Brasil, 1961.
- Glennie K. W.* Desert sedimentary environments. Amsterdam, Elsevier, XIV, 1970.
- McKee E. D.* Primary structures in some recent sediments. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1957, v. 41, No. 8.
- McKee E. D.* Structures of dunes at White Sands National Monument, New Mexico (and comparison with structures of dunes from other selected areas). Sedimentology, 1966, v. 7, No. 1.

ВНИГРИ,
Ленинградский университет,
Ленинград

Дата поступления
13.III.1974

УДК 551.311.23 : 551.734 (574)

О СЛЕДАХ ЛАТЕРИТНОГО ВЫВЕТРИВАНИЯ В ВЕРХНЕМ ДЕВОНЕ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

О. И. БЕНТ, Е. И. МИХЕЕВ

В связи с изучением перспектив бокситоносности и поисками бокситов в палеозойских отложениях Центрального Казахстана важное значение приобретает решение вопроса о палеозойских этапах химического выветривания. В. Ф. Долгополов (1971) выделил в палеозое три этапа форми-

рования кор выветривания и бокситообразования в Центральном Казахстане. Два из них — верхнеордовикский и визейский — рассмотрены в печати (Александров, 1973; Бент, Скорина, 1973; Долгополов и др., 1971). О верхнедевонском этапе до недавнего времени существовали лишь косвенные данные (Бент, 1970; Долгополов, 1971). Сейчас имеется возможность дополнить их новым материалом.

В Муржикской мульде Чингизского антиклинория на ниже-среднедевонской эффузивной толще, сложенной пироксеновыми, авгитовыми, плагиоклазовыми порфиритами, кератофирами, альбитофирами, залегает 100-метровая пачка красноцветных средне- и мелкозернистых песчаников франского яруса. В северном направлении по латерали и вниз по разрезу песчаники замещаются элювиальными каолинитовыми глинами мощностью до 15—17 м, которые В. Ф. Беспалов (1948) считает каолиновой корой выветривания франского возраста. Доказательства этому он видит в том, что установленный им перерыв между франским и фаменским осадконакоплением в данном районе охарактеризован элювием континентального происхождения и красноцветными песчано-алевритовыми породами, состоящими из неотсортированных обломков кварца, кремня, халцедона, опала, порфириров и других пород.

Кора выветривания представляет собой плотную сухаристую породу с реликтовой структурой порфириров. В урочище Даулетпай и на марганцевом месторождении Есымжал П. И. Скорина и Е. И. Михеев в естественном залегании наблюдали постепенные переходы неизменных порфириров в выветрелые, а последних — в каолинитовые глины, по-видимому, элювиального генезиса. Выветрелые порфириты часто несогласно перекрыты марганцеворудной пачкой или известняками-ракушняками фаменского яруса. В некоторых образцах коры выветривания порфириров района гор Муржик П. И. Скорина, проводивший здесь поиски палеозойских бокситов, рентгеноструктурным анализом обнаружил бемит (рефлексы 6,12; 3,16—3,20; 2,34; 1,85 Å) и диаспор (рефлексы 3,97; 2,31; 2,12; 2,07; 1,60—1,63 Å). Каолинит фиксируется на дифрактограммах рефлексами 7,13; 7,03; 3,55 Å. Характерные индексы этих минералов согласуются с литературными данными (Бушинский, 1971).

Красноцветные песчаники, связанные фациальными переходами с каолинитовыми глинами, состоят преимущественно из продуктов выветривания нижележащих пород (Беспалов, 1948). Обломочный материал представлен плохо окатанными и слабо сортированными зернами кварца и полевых шпатов с примесью тонкорассеянного гематита, гетита и обломков сильно каолинизированных порфириров. Зерна полевых шпатов и железистых минералов несут следы интенсивного выветривания. Они выражены в каолинизации полевых шпатов, в образовании вторичной оторочки вокруг минералов железа, в каолинитовом составе цементующего материала. Цемент песчаников (до 30% породы) коллоидальный железисто-каолинитовый, иногда со сгустками вторично образованного халцедона (Беспалов, 1948).

Франские красноцветы несогласно перекрыты 4-метровым слоем светло-серых разномерных кварцевых песчаников, которые состоят из плохо окатанных и почти не отсортированных зерен кварца, халцедона и обломков эффузивов и кремнистых сланцев. Характерно отсутствие зерен полевых шпатов. Цемент кварцевых песчаников известково-глинистый, железисто-каолинитовый, иногда железомарганцевый. Состав цемента изучен под микроскопом. Слой песчаников содержит 1—2-метровые линзы белых каолинитовых аргиллитов и прослои мелкообломочных известняковых брекчий с железомарганцевым и глинистым цементом. Эти брекчии по простиранию замещаются омарганцованными известняками и мергелями фаменского возраста.

Кварцевые песчаники и фациально замещающие их породы несогласно перекрываются маломощной (1—6 м) марганцеворудной пачкой,

состоящей из чередования слоев розовато- и темно-серых известняков, белых и желтых каолиновых глин с марганцевыми включениями, кварцевых песчаников и окисных марганцевых руд. Все компоненты пачки часто сменяют друг друга по разрезу и простиранию, образуя слои мощностью 0,2—3 м. В восточном направлении рудоносная пачка выклинивается, а на эффузивы силура налегают известняки с фауной брахиопод (Беспалов, 1948). Западнее в строении этой пачки участвует все меньше компонентов, и она превращается в слой известняков с тонкими прослоями марганцевых руд.

Изучением рудоносной пачки в разное время занимались А. В. Бирин, Н. П. Михайлов, Б. Б. Розина, Н. В. Смирняков. Химический анализ марганцевых руд и известняков рудоносной пачки в районе урочища Есымжал, по данным А. В. Биртна и Н. Д. Михайловой, показывает значительное содержание в некоторых образцах свободного глинозема (табл. 1). В нерастворимом остатке известняков содержится до 90%

Таблица 1

Химический состав пород фаменской марганцевосной толщи Есымжал в Муржикской мульде (по А. В. Бирину), %

Номер образца	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MnO	P ₂ O ₅	Al ₂ O ₃ /SiO ₂
1	16,90	22,94	1,67	1,40	32,00	0,07	1,3
2	9,10	12,20	0,83	7,90	45,30	Нет	1,3
3	4,96	15,60	—	2,15	49,60	0,20	3,1
4	3,86	14,70	1,50	21,00	20,60	Нет	3,8
5	7,36	12,92	0,67	41,50	1,97	0,04	1,8
6	5,92	14,29	1,67	36,60	1,30	Нет	2,4
7	6,22	13,60	1,20	35,00	1,51	»	2,2
8	5,50	9,12	1,39	35,90	2,59	»	1,6
9	4,40	6,00	1,39	27,90	3,90	»	1,4

Примечание. Образцы 1—4 — окисная марганцевая руда, образцы 5—9 — известняки.

терригенных зерен кварца. Марганцеворудная пачка перекрывается терригенными породами фаменского яруса: в урочище Есымжал — глинами и сургушно-красными аргиллитами, в районе гор Шакпакжал — глинами и грубозернистыми шлевошпат — кварцевыми песчаниками. Верхняя часть фаменского разреза представлена серыми, розовато- и темно-серыми известняками и мергелями с фауной сульфидеронового горизонта (Беспалов, 1948). Мощности карбонатной толщи не более 500 м.

Анализ изложенного материала показывает, что накопление марганцеворудной толщи Муржикской мульды происходило преимущественно за счет механического выноса и последующего переотложения продуктов глубокого химического разложения пород палеосуши. Источником марганца, по мнению Н. В. Смирнякова, служили вулканогенные породы докембрия, силура и дофранского девона. Отмеченные выше особенности верхнедевонских отложений Муржикской мульды свидетельствуют о возможном присутствии зрелой каолиновой коры выветривания под фаменскими известняками. Корообразованию способствовали тропический влажный климат (Страхов, 1960) и эффузивный состав пород областей размыва. Большая подвижность марганца по сравнению с алюминием позволяет сделать предположение о возможных концентрациях глинозема в рассмотренной толще.

Интересно отметить, что в кровле субровского бокситового горизонта месторождения Красная Шапочка на Урале тоже встречаются марганцевистые прослои (Бушинский, 1971).

Данные о верхнедевонском химическом выветривании получены при минералогическом изучении нерастворимого остатка фаменских извест-

няков и других карбонатных пород Жаильминской мульды, геология которой хорошо известна из литературы (Сапожников, 1963; Страхов, 1960). В 10 км западнее пос. Клыс нижефаменские отложения образованы среднезернистыми органогенно-детритовыми серыми известняками. В ряде проб этих известняков рентгеноструктурным анализом обнаружен диаспор, который был затем под бинокляром извлечен из нерастворимого остатка известняков. Результаты рентгеноструктурного анализа двух образцов мелкокристаллического диаспора приведены в табл. 2

Таблица 2

Рентгеновая дифракционная характеристика нерастворимого остатка известняков фаменского яруса Жаильминской мульды

1		2		3		4		5		6	
d/n	I										
4,697	10	4,69	9	9,92	6	9,92	5	6,126	2	4,81	3
3,97д	9	4,00д	10	6,126	6	6,126	2	4,69	6	4,69	4
3,23	5	3,22	3	4,94	4	4,94	3	4,24	8	4,24	8
2,55	8	2,55	8	4,24	4	4,24	8	3,89	2	3,98д	2
2,36	10	2,35	8	3,89	3	3,67	9	3,67	9	3,67	9
2,34	10	2,31д	7	3,67	5	3,33	10	3,33	10	3,33	10
2,30д	8	2,30	9	3,33	9	3,186	2	3,206	2	3,24	3
2,12д	8	2,14д	7	3,186	8	2,71	4	2,70	3	2,99	3
2,07д	9	2,07д	10	3,03	10	2,56	4	2,52	3	2,70	4
1,89	5	1,89	2	2,88	10	2,45	7	2,45	8	2,56	3
1,817	5	1,81	5	2,66	3	2,346	2	2,42	2	2,51	3
1,71	3	1,71	6	2,49	5	2,27	7	2,346	2	2,48	7
1,60д	5	1,63д	8	2,28	5	2,18	2	2,28	7	2,28	6
1,56	10	1,60д	5	2,18	4	2,12	7	2,23	6	2,23	6
1,51	6	1,57	6	2,09	6	1,979	4	2,18	2	2,12д	6
1,47	8	1,51	4	2,06	3	1,84д	2	2,12д	7	2,004	5
1,37	9	1,48	7	1,991	5	1,817	9	1,979	6	1,979	4
1,33	3	1,43	4	1,914	7	1,672	4	1,817	9	1,817	9
1,328	8	1,42	5	1,869	6	1,659	3	1,701	5	1,701	4
1,30	3	1,39	4	1,807	5	1,542	7	1,672	5	1,672	4
1,28	7	1,37	7	1,788	6	1,526	3	1,663	2	1,659	3

Примечание. 1, 2 — фракция 0,05—0,01 мм, состоит из диаспора с примесью мусковита и кварца (пос. Клыс); 3, 4 — фракция 0,05—0,01 мм, состоит из мусковита, кварца, полевых шпатов, гематита, бемита (р. Ащила скв. 3, глубины 17 и 38 м); 5, 6 — нерастворимый остаток в целом, (р. Ащила, скв. 4, глубина 16 м и скв. 6, глубина 14 м) состоит из кварца, мусковита, гематита, полевых шпатов, бемита (проба 5), диаспора (проба 6); б — бемит, д — диаспор. Аналитик Г. В. Циrowsкий.

(пробы 1, 2). В составе минеральной примеси известняков нижней части рассматриваемого разреза преобладают зерна кварца, встречаются циркон, эпидот, сфен, лейкоксен, диаспор, рудный минерал. Нерастворимый остаток известняков верхней пачки нижефаменского разреза представлен зернами полевых шпатов с примесью кварца, циркона, эпидота, диаспора, рудных.

В 5—6 км южнее г. Каражала и в долине р. Ащила в известняках и кремнисто-карбонатных породах нижнего и верхнего фамена рентгеноструктурным анализом обнаружены диаспор, бемит, каолинит, кварц (табл. 2, пробы 3—6). Бемит или диаспор отмечены термическим анализом (эндотермический эффект при 555—585° С, аналитик П. О. Миллер) в тонкослоистых глинистых алевролитах сиреневого цвета, присутствующих в виде пропластков в толще известняков и обнаруженных Е. И. Михеевым при бурении в долине р. Ащила. В глинистой фракции нерастворимого остатка карбонатных пород фаменского яруса Жаильминской мульды термический, рентгеноструктурный и иммерсионный анализы позволили обнаружить каолинит (рефлексы 7,13; 7,03; 3,55 А; эндотермический эффект при 545° С, экзотермический эффект при 985—990° С), иллит, монтмориллонит, хлорит и гидромусковит. Каолинит терригенного

происхождения (Сапожников, 1963) входит в состав цемента алевролитов либо заключен внутри пепловых частиц вулканического стекла.

Согласно палеогеографическим исследованиям Д. Г. Сапожникова (1963), авторов настоящей статьи и других геологов, фаменский морской бассейн Жайлыминской мульды примыкал к пенепленизированным участкам палеосуши, сложенным эффузивами нижнего палеозоя и девонскими андезитовыми порфиритами. Естественно предположение о глубоком химическом разложении пород палеосуши, достигшем в ряде случаев стадии каолининовой коры выветривания. Продукты химического выветривания (бемит, диаспор, каолинит, кварц) переносились механически в прилегающую к суше акваторию и захоронялись в карбонатных осадках в виде терригенной примеси.

Интенсивные процессы химического выветривания происходили в позднефранское — раннефаменское время в южных районах Тенизской впадины и Сарысу-Тенизском поднятии. Об этом свидетельствуют многочисленные мощные пласты и пакки разнородных кварцевых песчаников и полевошпат-кварцевых алевролитов белого, розового и зеленовато-серого цветов, входящие в состав континентальной красноцветной аркозовой толщи джездинской и уйтасской свит (Мазарович и др., 1971). Слабо окатанные зерна кварца, реже полевых шпатов и обломки эффузивов сцементированы известковистым, известково-каолининовым, железо-марганцевым и марганцевым цементом. Среди преобладающих в разрезе аркозовых и кварцевых песчаников присутствуют пласты и линзы известковистых, кварцевых и других брекчий, конгломератов и гравелитов, пластовые залежи марганцевых руд. Как и в Муржикской мульде, марганцевое оруденение в этих районах приурочено к основанию фаменского разреза (Джездинская мульда, Шагырлинский прогиб).

В латеральном направлении и вверх по разрезу рудоносная толща замещается аркозовыми песчаниками и алевролитами, известняками с каолинитом в нерастворимом остатке. В одной пробе известняка, отобранный нами в низах фаменского яруса у пос. Кызыл-Коммуна, в нерастворимом остатке рентгеноструктурным анализом обнаружен диаспор (рефлексы 3,97; 2,29; 2,12; 1,66 А). Кроме каолинита нерастворимый остаток фаменских известняков в западных районах содержит кварц и примесь полевых шпатов.

Рассмотренные примеры подтверждают существование верхнедевонского этапа химического выветривания в Центральном Казахстане. Присутствие в нерастворимом остатке известняков диаспора и бемита и преобладание в глинистой фракции каолинита служит указанием на то, что кора выветривания в ряде районов достигала зрелой каолининовой и бокситовой стадии. Последнее обстоятельство выдвигает верхнедевонские карбонатные и терригенно-карбонатные отложения Центрального Казахстана в качестве объектов для поисков бокситов геосинклинального типа. Интерес представляет кора выветривания, подстилающая эти толщи.

ЛИТЕРАТУРА

- Александров К. И. Диаспор в отложениях верхнего карадокса Центрального Казахстана. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1973, № 1.
- Бент О. И. К проблеме геосинклинальных палеозойских бокситов Центрального Казахстана. — Литол. и полезн. ископ., 1970, № 4.
- Бент О. И., Скорина П. И. О возможной бокситоносности нижнего карбона северо-востока Центрального Казахстана. — Литол. и полезн. ископ., 1973, № 2.
- Беспалов В. Ф. Геология Муржикских марганцевых месторождений (Центральный Казахстан). — Сов. геология, 1948, № 31.
- Бушинский Г. И. Геология бокситов. М., «Недра», 1971.
- Долгополов В. Ф. Этапы формирования кор выветривания и бокситообразования в Центральном Казахстане. — В кн.: Литология и осадочные полезные ископаемые (тез. докл.). Алма-Ата, «Илим», 1971.

- Долгополов В. Ф., Бахтеев Ш. Ж., Винокуров П. К., Казанцев О. П. Таскольское рудопроявление диаспоровых бокситов.— Разведка и охрана недр, 1971, № 9.
- Мазарович О. А., Веймарн А. Б., Великовская Э. М., Малиновская С. П., Пейх В., Разина Т. П., Юрина А. Л. Девон северного крыла Сарысу-Тенизского поднятия и южного крыла Тенизской впадины.— В кн.: Вопросы геологии Центрального Казахстана. Изд-во МГУ, 1971.
- Сапожников Д. Г. Каражальское железо-марганцевое месторождение в Центральном Казахстане.— Тр. ИГЕМ АН СССР, М., 1963, вып. 89.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1. 2. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Институт минеральных ресурсов
Симферополь

Дата поступления
3.III.1975.

УДК 549.67 : 551.781.52 (574.11)

ЦЕОЛИТЫ В ОЛИГОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ СЕВЕРА УСТЮРТА И СЕВЕРО-ЗАПАДА ПРИАРАЛЬЯ

А. И. ВОЗНЕСЕНСКИЙ, Т. Г. ЕЛИСЕЕВА, Л. Е. ШТЕРЕНБЕРГ

Согласно данным Н. В. Ренгартен (1945, 1950), Г. И. Бушинского (1950), И. А. Шамрай (1952), В. С. Васильева и др. (1956), Е. П. Ермоловой (1955), Н. В. Костылевой (1957), Н. В. Логвиненко и др. (1962), Г. Ю. Бутузовой (1964), а в последнее время А. С. Михайлова и А. И. Кринари (1970), А. И. Кринари и др. (1973), А. С. Михайлова и В. Н. Силантьева (1973), цеолиты (морденит, клиноптилолит, гейландит и др.) установлены среди мезозойско-кайнозойских осадочных отложений во многих пунктах Русской платформы и на сопредельных с ней территориях.

Обобщив имеющийся литературный материал, Г. Ю. Бутузова (1964) составила схематическую карту распространения цеолитов. На этой карте четко вырисовываются две пространственно отделенные друг от друга зоны цеолитообразования. Одна из них вытянута в широтном направлении в виде полосы от западных границ СССР до меридиана, пересекающего северное окончание Каспийского моря. На юге полоса эта заканчивается примерно на широте Апшеронского полуострова, на севере заходит в виде языков далеко в глубь Русской плиты. Другая зона распространения цеолитов, также в виде полосы, вытянута в меридиональном направлении вдоль восточного склона Урала.

Схема распространения различных типов цеолитов, включая осадочно-диагенетические, проводимая в статье А. С. Михайлова и А. И. Кринари (1970), в общих чертах достаточно близка схеме Г. Ю. Бутузовой, хотя и отличается от нее в деталях.

Так, в значительной степени сужены границы областей цеолитообразования, оконтурены отдельные участки и намечены перспективные районы поисков этих полезных ископаемых. А. С. Михайлов и А. И. Кринари выделяют два бассейна: Восточно-Уральский и Южно-Русский, отделенные друг от друга территорией (Западный Казахстан), на которой осадочно-диагенетические цеолиты в палеогене не установлены.

В Восточно-Уральском бассейне высококремнистый цеолит-морденит (клиноптилолит) присутствует в тонких фракциях мелкозернистых преимущественно кварцевых песков дата. В северной части этого бассейна цеолитовый минерал развит в палеоценовых кварц-глауконитовых песках и опоковидных породах. В более морских обстановках, представленных кремнистыми, опоковидными глинами, цеолиты не обнаружены.

В Южно-Русском бассейне, включающем ряд районов юга Русской платформы, Причерноморье, Среднее и Нижнее Поволжье, Московскую, Ярославскую и Кировскую области, цеолитообразование приурочивается главным образом к глинистой фракции глауконитсодержащих песков и цементу песчаников, значительно реже к мергелям и известнякам.

Мы установили и изучили цеолиты из нижнеолигоценых отложений севера Устюрга и северо-запада Приаралья, т. е. в области, располагающейся между двумя зонами цеолитообразования.

В пределах этой территории выделены три закономерно сменяющие друг друга фациальные зоны, характеризующиеся присущими им комплексами отложений: приморская прибрежная слабозаболоченная заливно-дельтовая равнина, зона открытого подвижного мелководья, область удаленных от побережья участков морского бассейна. К осадкам слабозаболоченной, прибрежной заливно-дельтовой области относятся отложения морского и континентального генезиса. Сюда включены аллювиальные, дельтовые, озерно-болотные, болотные и заливно-лагунные образования. Они резко, на незначительных расстояниях, сменяют друг друга по простиранию, в общем, образуя достаточно пестрый комплекс.

Аллювиальные отложения представлены главным образом песками, гравелитами и конгломератами с косою крупной и мелкой однонаправленной сортированной слоистостью. Дельтовые песчано-алевритовые отложения характеризуются горизонтальной и различно построенными типами косою слоистости. Озерно-болотные алеврито-глинистые осадки переполнены остатками наземной растительности. Для болотных фаций характерны сильно углистые глины и алевриты, а также бурые угли. Заливно-лагунные песчано-глинистые отложения отличаются высоким содержанием растительных остатков часто хорошей сохранности, а также обломками относительно толстостенной морской фауны.

Среди глинистых минералов отложений приморской слабозаболоченной равнины установлены смешанослойный монтмориллонит — гидрослюда, каолинит, гидрослюда.

Зона открытого подвижного мелководья морского бассейна представлена широким спектром отложений от песков до глин. Они формируются в той части морского побережья, которая характеризуется, с одной стороны, относительно высокой подвижностью водной среды, связанной с постоянным или периодическим воздействием волнового процесса и наличием участков с сильным придонным течением, а с другой стороны, участками со спокойными условиями осадконакопления. Отложения этой зоны представлены мощными пачками тонкого переслаивания алевритов и глин или песков, алевритов и глин. Они содержат остатки раковин моллюсков, мелкий растительный детрит и характеризуются обилием следов жизнедеятельности илоядных животных. В составе фракции <0,001 мм отложений зоны подвижного морского мелководья установлены смешанослойный монтмориллонит — гидрослюда, гидрослюда, каолинит, глауконит и реже хлорит и шамозит.

На удаленных от побережья участках морского бассейна господствуют наиболее тонкозернистые, хорошо отсортированные алевриты и глины, обычно лишенные слоистости или реже с тонкой горизонтальной слоистостью. В отложениях этой наиболее мористой зоны, по сравнению с двумя предыдущими, обнаруживаются обломки и целые формы тонкостенных раковин моллюсков, а также большое количество водорослей. Глинистые минералы представлены главным образом монтмориллонитом и гидрослюдой, а каолинита, шамозита и хлорита немного.

Цеолиты были установлены только в отложениях зоны прибрежного подвижного мелководья. Суммарная мощность осадков этой зоны в районе наших исследований более 30 м. Цеолитовые минералы не образуют каких-либо обособлений в виде линз, гнезд, прослоев и т. п. среди песчано-алевритового комплекса, обогащенного глауконитом. Они рав-

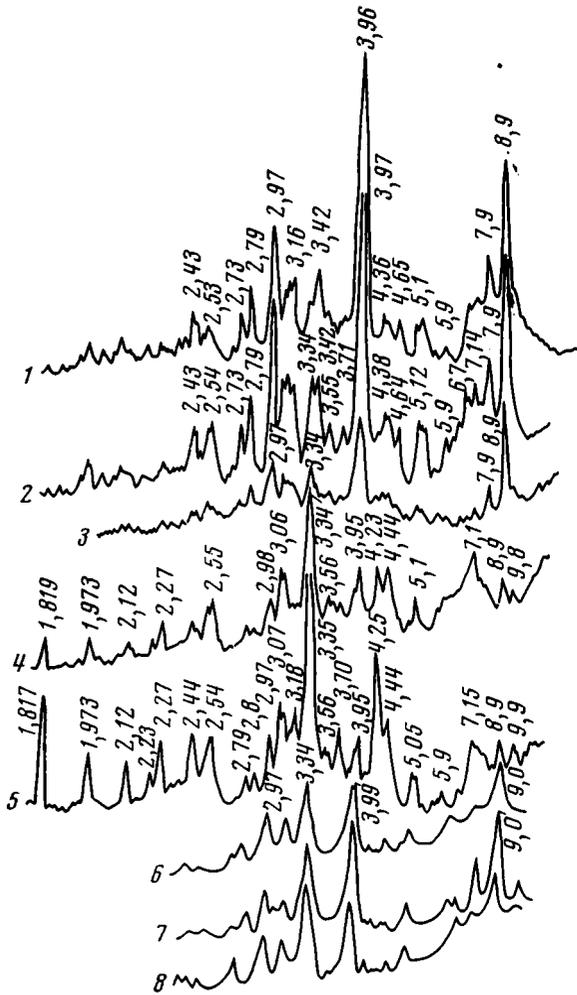
номерно распределены в глинистой массе, цементирующей обломочные зерна, и имеют вид удлиненно-призматических прозрачных кристаллов: в 0,01—0,1 мм. Количество их доходит до 15—20% от общего объема цемента. Средний показатель преломления кристаллов, замеренный под микроскопом в иммерсионных препаратах, близок к 1,490—1,510. Двупреломление, слабо улавливаемое даже при больших увеличениях, очень низкое и характеризуется серыми тонами.

В ряде работ, посвященных изучению цеолитов, имеют место данные, свидетельствующие о нахождении в одних и тех же образцах разных по составу минералов (Sudo et al., 1962; Запорожцева и др., 1963; Михайлов, Кринари, 1970).

Учитывая это, мы разделили в тяжелой жидкости М-45 с помощью центрифуги цеолиты на ряд фракций по удельному весу (2,10—2,20; 2,20—2,25; 2,25—2,30; 2,30—2,35; 2,35—2,43; >2,43).

Результаты рентгенодифрактометрического анализа большинства из них приведены на фиг. 1. Как видно, во всех фракциях устанавливается только один цеолит с базальными рефлексами: 8,9; 7,9; 3,95—3,96; 2,95—2,98 Å. Судя по этим данным, мы имеем дело с минералом из группы гейландита; этот минерал ближе всего к клиноптилолиту. Сопоставление выделенными минерала с клиноптилолитом из вулканических пород Туркмении и Калифорнии (Mumpton, 1960) также указывает на их идентичность (фиг. 1).

В своей работе Г. Ю. Бутузова (1964) на основании литературного анализа обстоятельно рассмотрела многие стороны образования цеолитов. Она показала, что последние приурочиваются к платформенным морским бассейнам либо стабильным устойчивым мелководным зонам геосинклиналей, характеризующимся низким темпом осадко-



Фиг. 1. Дифрактограммы цеолитов
Фракция, г/см³: 1 — 2,20—2,25; 2 — 2,25—2,30; 3 — 2,30—2,35; 4 — 2,35—2,43; 5 — >2,43; клиноптилолит из: 6 — Калифорнии (США), 7, 8 — эоценовых пород Туркмении

накопления. Основным источником SiO₂ и Al₂O₃, входящих в состав этих минералов, является механически внесенный в морской бассейн материал (песчаный, алевроитовый и глинистый); его интенсивное растворение и вынос отдельных компонентов порождает в конце концов форми-

рование цеолитов. По Н. М. Страхову, появление новых фаз в осадках при диагенезе возможно при таких условиях, когда в иловых растворах в силу накопления различных компонентов создаются условия для достижения ими состояния насыщения, в результате чего образуются минералы, ранее не появлявшиеся в данном осадке.

Несмотря на детальность изучения причин и условий формирования цеолитов, многие исследователи опускают вопрос о роли исходного материала в этих процессах. Н. В. Логвиненко и З. В. Осипова (1969), реферируя работу Р. Хея, подчеркивают особое значение вулканогенного материала, полимиктовых терригенных пород или продуктов их изменения (монтмориллонит) для образования цеолитов в осадочном литогенезе).

Фиг. 2. Распределение цеолитов осадочно-диагенетического происхождения в палеогене
1 — области суши; 2 — участки распространения цеолитов, цифры на схеме: 1 — Никополь, 2 — Нижний Дон, Нижнее Поволжье, 3 — Пензенская область, 4 — Чиатура, 5, 6 — восточный склон Урала, 7 — северный Устюрт, северо-западное Приаралье; 3 — выходы метаморфических, магматических, эффузивных и вулканогенно-осадочных пород



Недавно А. Г. Коссовская (Kossowskaja, 1973) выдвинула новую весьма интересную гипотезу об участии в процессах образования осадочно-диагенетических цеолитов, к которым относятся и рассматриваемые нами минералы, «камуфлированной» пирокластики или близких к ним по составу свежих вулканогенно-осадочных пород, не подвергшихся интенсивной переработке на водосборах. Действительно, может ли происходить становление подобных минералов, когда бассейн седиментации питается исключительно многократно перемытыми существенно кварцевыми песками, карбонатами и пр., т. е. тем комплексом отложений, которыми так богата южная часть Русской плиты? По нашему мнению, нет. Для этого необходимо присутствие в районах водосборных площадей особых пород, которые могли поставлять химические компоненты для синтеза цеолитов.

Мы построили схему распределения цеолитов осадочно-диагенетического происхождения в палеогене (фиг. 2). Для выяснения палеогеографической ситуации этого времени был использован Атлас литолого-палеогеографических карт СССР (1967). Схема, на наш взгляд, достаточно четко показывает приуроченность крупных скоплений цеолитов в основном к массивам, обогащенным вулканогенно-осадочными или магматическими породами, не испытавшими сильных изменений в корях выветривания.

На восточном склоне Урала (палеоцен) это зеленокаменные, эффузивные породы палеозоя; на Кавказе, точнее в районе Чиатурского месторождения (олигоцен), поставщиком материала для образования цеолитов могли быть вулканогенно-осадочные отложения байоса, частично и самого Дзирульского массива; на Украине (район Никопольского месторождения — олигоцен) это сильно метаморфизованные вулканические породы Украинского щита: в Донбассе (олигоцен) — палеозойские поро-

ды криворожской серии; в районе Устюрта и северного Приаралья (олигоцен), как и на Урале, — зеленокаменные породы.

Об определенном влиянии специфических материнских пород на цеолитообразование свидетельствует, как нам кажется, и многократное нахождение этих минералов в разновозрастных толщах одних и тех же регионов, имевших один и тот же источник сноса материалов в течение длительного времени (Шамрай, 1952; Ренгартен, 1974, и др.).

ЛИТЕРАТУРА

- Атлас литолого-палеогеографических карт СССР, т. IV (палеоген, неоген и четвертичный период). М., «Наука», 1967.
- Бутузова Г. Ю. К познанию цеолитов гейландитовой группы.— Литол. и полезн. ископ., 1964, № 4, 5.
- Бушинский Г. И. Морденит в морских отложениях юры, мела и палеогена.— Докл. АН СССР, 1950, т. 73, № 6.
- Васильев В. С., Колбин М. Ф., Краснова В. Н. Цеолиты в мезозойских и кайнозойских отложениях Пензенской области.— Докл. АН СССР, 1956, т. 111, № 2.
- Ермолова Е. П. Анальцит и морденит в олигоценовых и миоценовых отложениях Западного Закавказья.— Тр. Минералог. музея АН СССР, М., 1955, вып. 7.
- Запорожцева А. С., Вишнева Т. Н., Пушинский П. И. Цеолиты меловых отложений севера Якутии.— Литол. и полезн. ископ., 1963, № 2.
- Коссовская А. Г. Генетические типы цеолитов стратифицированных формаций.— Литол. и полезн. ископ., 1975, № 2.
- Костылева Н. В. Цеолит из рудной залежи Никопольского марганцевого месторождения.— Изв. Днепропетровского горного ин-та, 1957, т. 34.
- Криhari А. И., Михайлов А. С., Маслов С. Е. Перспективы создания минерально-сырьевой базы природных цеолитов СССР.— Тр. Геол. ин-та, Казань, 1973, № 35.
- Логвиненко Н. В., Куско Г. И., Шуменко С. И. Исследования некоторых гидротермальных и осадочных гейландитов.— Минералог. сб. Львовск. геол. о-ва при ун-те, 1962, № 16.
- Логвиненко Н. В., Осипова З. В. Цеолиты в осадочных породах.— Литол. и полезн. ископ., 1969, № 3.
- Михайлов А. С., Криhari А. И. Перспективы поисков промышленных месторождений экзогенных цеолитов в СССР.— Сов. геол., 1970, № 4.
- Михайлов А. С., Силантьев В. Н. Гейландитоподобный цеолит из спонголитов Грузии.— Зап. Всес. минералог. о-ва, вторая серия, 102, 1973, вып. 6.
- Ренгартен Н. В. Цеолит из группы морденита в верхнемеловых и палеогеновых отложениях Восточного склона Урала.— Докл. АН СССР, 1945, т. 48, № 8.
- Ренгартен Н. В. Минералого-петрографическое исследование меловых и палеогеновых отложений Восточного склона Урала.— Тр. ИГН АН СССР. Сер. геол., 1950, вып. 117.
- Ренгартен Н. В. Некоторые особенности лиманно-морских отложений антропогенного возраста.— Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, М., 1974, № 4.
- Шамрай И. А. Литологический очерк палеогеновых отложений в полосе северо-восточный Донбасс, Нижний Дон, Нижнее Поволжье.— Уч. Зап. Ростовск. ун-та, 1952, т. 18.
- Kossovskaya A. G. Genetic Associations of Sedimentary Zeolites in the Soviet Union. Molecular Sieves. (III International Conferens) Advances in Chemistry Series 121, Washington, 1973.
- Mumpton F. A. Clinoptilolite redefined. Amer. Mineralogist, v. 45, 1960, No. 3—4.
- Sudo T., Nisigama T., Chiu K., Magashi H. Morденite and clinoptilolite in glassy tuffs of Japan. J. Geol. Soc. Japan v. 69, 1962, No. 808.

ГИН АН СССР
Москва

Дата поступления
17.II.1975

МОРДЕНИТОВЫЕ ПОРОДЫ ЮЖНОГО БОРТА КУРИНСКОЙ ВПАДИНЫ

А. С. МИХАЙЛОВ

Морденит встречается в природе в ассоциации с различными породами. Тонковолокнистые агрегаты этого цеолита, образованные за счет поствулканических процессов, обнаружены в пустотах базальтовых лав. Нередко морденит развивается по различным гидротермально измененным породам в районах поствулканически гидротерм, в том числе современных (Набоко, 1970), а иногда и в орошениях околорудного изменения вокруг некоторых типов месторождений цветных металлов (Utada, 1971). Морденит неоднократно описывался в литературе как диагенетический минерал в карбонатных и терригенных осадочных породах Русской платформы (Бушинский, Шуменко, 1970). Во всех этих случаях морденит в породах находится в рассеянном состоянии.

В 50-х годах текущего столетия был установлен новый тип цеолитов микрокристаллического сложения, образующихся при изменении раздробленного вулканического стекла кислых туфов в захороненных осадках. Цеолиты этого типа, представленные клиноптилолитом, морденитом и другими видами, часто образуют почти мономинеральные породы. В последние годы установлено, что такие цеолитовые породы довольно широко распространены в вулканогенно-осадочных комплексах районов молодого вулканизма на территории СССР: в Туркмении, Закавказье, Закарпатье, Приморье, на Камчатке, Сахалине, Курилах и т. д. Цеолитовые породы в этих районах в большинстве случаев сложены преимущественно клиноптилолитом. В отдельных случаях в клиноптилолитовых породах отмечается примесь морденита.

Почти во всех этих районах обнаружены также и мономинеральные или существенно морденитовые породы. Последние по распространенности значительно уступают клиноптилолитовым породам и сравнительно редко образуют крупные скопления, которые в СССР известны пока лишь в единичных примерах. Несколько местонахождений морденитовых пород обнаружено в Закавказье, самое крупное из которых, Кемерлинское, расположено на южном борту Куринской депрессии, в 8 км северо-восточнее г. Ноемберяна и приблизительно в 2 км западнее одноименного поселка¹.

Кемерлинское (морденитовое) проявление цеолитовых пород, обнаруженное автором в 1971 г., приурочено к верхнемеловой вулканогенно-осадочной толще, выходы пород которой на дневную поверхность протягиваются прерывистой полосой по южному борту Куринской депрессии. Эта полоса начинается восточнее г. Шаумяновска и продолжается на запад-северо-запад вдоль границы Азербайджанской и Армянской ССР, переходя затем на территорию Грузии, где отдельными пятнами прослеживается до г. Гори и несколько западнее. В районах городов Тауз — Казах — Ноемберян нижняя часть разреза этой толщи (сеноман, турон, коньяк) представлена переслаиванием вулканогенных (лавы, туфолавы, агломератовые, псефитовые и псаммитовые туфы андезитового и базальтового, реже липарит-дацитового состава), вулканогенно-терригенных (туфопесчаники, туфогравелиты, туфоконгломераты) и терригенных (глины, песчаники) пород. Характерна сильная фациальная изменчивость вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород.

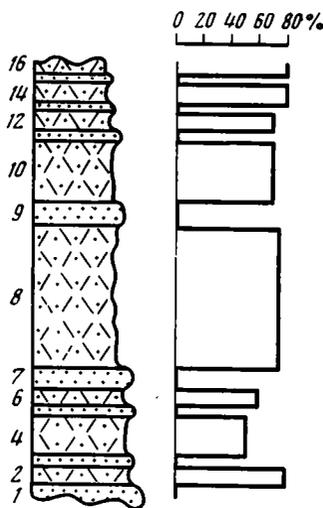
¹ Употребляется и другая транскрипция названия поселка — «Кямерли».

В верхней части разреза толщи (сантон, кампан) преобладающую роль играют различные туфы, туфопесчаники и карбонатные породы. Для этой части разреза характерно обогащение пород тонким пирокластическим материалом в отличие от нижней части разреза толщи, где преобладают грубые пирокласты. Алевритовые и пелитовые туфы и туффиты чаще липаритовые или липарит-дацитовые, а грубые туфы нижней части разреза обычно андезитовые и андезитобазальтовые. Агломератовые и гравийные туфы, как правило, литокластические, псаммитовые — пемзовые или кристалло-витрокластические, алевритовые и пелитовые — в большинстве случаев витрокластические. Грубообломочные туфы образуют линзовидные тела, а тонкообломочные слагают выдержанные пласты или пластообразные линзы.

Тонкая пирокластика вулканогенно-осадочных пород изменена и преобразована в глинистые минералы или цеолиты. Отдельные пласты туфов полностью или частично замещены монтмориллонитом. Пепловые липаритовые туфы чаще замещаются цеолитами или цеолитами в ассоциации с монтмориллонитом. Наиболее полно цеолитизируются тонкообломочные витрокластические кислые туфы. Псаммитовые и более грубые туфы подвергаются цеолитизации лишь частично и обычно не дают мономинеральных цеолитовых пород.

Цеолитовые и цеолитсодержащие породы в разрезе верхнемеловой вулканогенно-осадочной толщи обнаружены на различных уровнях, однако наиболее широко они развиты в верхней половине толщи.

Цеолиты, сформировавшиеся за счет изменения раздробленного вулканического кислого стекла, представлены клиноптилолитом, морденитом и анальцимом. В породах рассматриваемой верхнемеловой вулканогенно-осадочной толщи они распространены регионально. Клиноптилолит мы установили в известковистых туффитах в районе г. Шамхора; восточнее находятся почти мономинеральные клиноптилолитовые породы Айдагского месторождения и ряда других проявлений (Татлы, Юхары, Оксюзлы), а также цеолитсодержащие породы в районах пос. Парвакар и бентонитового месторождения Даш-Салахлы. Еще дальше



Фиг. 1. Ритмичное чередование цеолитизированных туфов с туфопесчаниками (слева) и график содержания цеолитов в породах (справа). Кемерлинское проявление морденитовых пород (фрагмент разреза). 1—16 — номера слоев цеолитовых пород

в этом направлении прослеживается полоса почти непрерывного распространения цеолитизированных пород протяженностью более 20—25 км от пос. Али-Байрамлы до г. Ноемберяна и далее. В пределах этой полосы обнаружены многочисленные проявления цеолитизированных пород, содержащих клиноптилолит, иногда анальцим или морденит (10—90%). Среди этих проявлений имеется ряд крупных, в том числе Кемерлинское (морденитовое) и Ноемберянское (Авакян, 1973). Еще дальше на северо-запад, уже на территории Грузии (Тетрицкаркойский, Болнисский районы), в литологических и стратиграфических аналогах рассматриваемой толщи также отмечается региональная цеолитизация туфогенных пород.

Ряд проявлений клиноптилолитовых пород данного района изучали автор и другие исследователи и охарактеризовали их в ряде публикаций (Авакян, 1973; Сеидов и др., 1973). Что касается морденитовых пород, то они изучены в значительно меньшей степени и совершенно не освещены в литературе.

Морденитовые породы Кемерлинского проявления приурочены к нижней половине верхней части разреза верхнемелового вулканоген-



Фиг. 2. Цеолитизированный пепловый витрокластический кислый туф
 Кемерлинское проявление морденитовых пород, шлиф,
 ×130, николи ||

но-осадочного комплекса. В 2 км западнее пос. Кемерли в основании правого борта долины вскрывается пачка мощностью до 30 м, сложенная в основном среднезернистыми буровато-серыми туфопесчаниками с прослоями андезитодацитовых туфов разной размерности, которые по простиранию частично замещаются потоком андезитовой лавы. Среди этих пород наблюдается единичный прослой алевритовых липарит-дацитовых туфов, светлых зеленовато-серых мощностью 1,5—2 м.

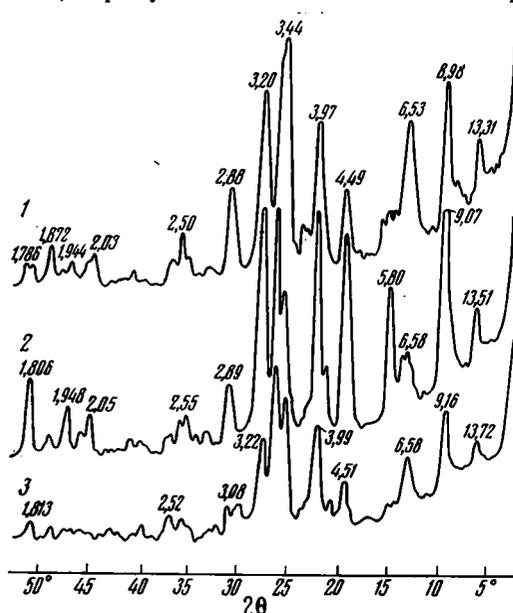
Выше разрез представлен ритмичным чередованием слоев цеолитизированных пелитовых и алевритовых пепловых кислых туфов и прослоев (мощность 0,1—0,8 м) буровато-серых средне- и грубозернистых туфопесчаников (фиг. 1). Падение пород на север под углами 10—15°. Общая мощность этой части разреза, доступной изучению в естественных обнажениях, около 60 м, из которых не менее $\frac{2}{3}$ приходится на долю цеолитизированных туфов. Насчитывается более 30 слоев цеолитизированных туфов мощностью 0,3—5 м. По отдельным естественным обнажениям удастся установить, что ритмичное строение разреза этой пачки сохраняется по простиранию на несколько сотен метров, при этом мощность наиболее крупных слоев (фиг. 1, 8, 10) изменяется очень мало.

Цеолитизированные туфы представляют собой крепкие массивные или с плитчатой отдельностью голубовато-зеленые породы, иногда с ясно выраженной тонкой слоистостью. В некоторых образцах макроскопически наблюдается тонкая сыпь чешуек темной слюды. Под микроскопом (фиг. 2) порода диагностируется как измененный витрокластический липаритовый туф с реликтовой пепловой структурой основной массы.

В шлифах устанавливается, что основная масса породы замещена микрокристаллическими агрегатами цеолита. На фоне микрокристаллической ткани породы просматриваются реликты отдельных осколков вулканического стекла рогульчатой, серповидной и других форм, границы которых подчеркиваются агрегатами одинаково ориентированных микрокристаллов цеолита и тончайшими пленками глинистого минерала.

Сходным образом фиксируется и тонкая структура внутри осколков вулканического стекла (линии флюидальности и т. д.). Кристаллокластическая часть породы составляет 10—20% и представлена кварцем, плагиоклазами, калиевым полевым шпатом и биотитом. Кварц наблюдается в виде угловатых или слегка округленных обломков в 0,04—0,08 мм, часто с корродированными краями (фиг. 2). Плагиоклазы представлены андезином, образующим таблитчатые и призматические кристаллы размером в соте доли миллиметра. Калиевый полевой шпат альбитизирован. По плагиоклазам и калиевому полевоу шпату развивается бледно-зеленоватый чешуйчатый глинистый минерал (монтмориллонит?).

По данным рентгеноструктурного анализа, во всех изученных образцах туфов основной минеральной фазой являются цеолиты, которые представлены морденитом или смесью морденита и клиноптилолита, а в единичных прослоях — клиноптилолитом. Морденит уверенно диагностируется по набору характерных для него рефлексов и сходству дифрактограмм с дифрактограммами эталонных образцов, в качестве которых взяты синтетический морденит №М производства Горьковского опытного завода и морденит из траппов Сибирской платформы (фиг. 3). Содержание морденита в исследованных цеолитизированных туфах по определению различными методами 60—80%. Кроме цеолитов рентгеноструктурным анализом в этих породах, в качестве примесей определяются кварц, полевые шпаты и монтмориллонит. Что касается туфопесчаников, чередующихся с цеолитовыми породами, то, по данным рентгено-



Фиг. 3. Дифрактограммы синтетического морденита (1), морденита из шаровых лав Сибирской платформы (2) и морденитовых пород Кемерлинского проявления (3)
Лаборатория ВНИИгеолнеруд. Аналитик В. В. Власов

морденитовых пород, определенная по воде в статических условиях при относительной влажности 100, 20, 3%, равна соответственно 10—11; 8—9; 5,5—6 вес. %. Эти значения на 10—20% ниже, чем для порошкообразного синтетического морденита.

Данные химических анализов, приведенные в таблице, показывают, что состав исследованных морденитовых пород весьма близок составу

структурного анализа, цеолиты в них отсутствуют либо представлены ломонитом, который в небольшом количестве развивается по цементу. В одном из прослоев мелкозернистого туфопесчаника обнаружена также примесь морденита в количестве 10—20% от массы породы. Таким образом, морденит и клиноптилолит развиваются только по тонкообломочному пирокластическому материалу. В туфопесчаниках и грубых туфах морденит и клиноптилолит не обнаруживаются или если присутствуют, то в виде незначительной примеси.

Кривые термического анализа и инфракрасные спектры цеолитсодержащих пород рассматриваемого проявления аналогичны таковым для синтетического морденита и поствулканического морденита из траппов Сибирской платформы. Адсорбционная емкость

Химические составы морденитовых пород в сравнении с таковыми липаритов и дацитов

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	72,80	65,68	64,94	66,47	66,31	67,68
Al ₂ O ₃	13,49	16,25	11,82	11,10	11,52	12,23
TiO ₂	0,33	0,57	He опр.	He опр.	0,12	0,16
Fe ₂ O ₃	1,45	2,38	2,37	1,29	0,67	0,49
FeO	0,88	1,90	0,21	0,39	0,02	He опр.
MnO	0,08	0,06	0,048	0,019	0,00	»
MgO	0,38	1,41	0,95	1,22	0,54	Следы
CaO	1,20	3,46	4,06	4,54	2,58	3,13
Na ₂ O	3,38	3,97	2,33	2,44	3,09	2,00
K ₂ O	4,46	2,67	0,64	0,84	0,96	1,65
H ₂ O ⁻	1,47	1,50	4,11	3,68	5,50	5,14
H ₂ O ⁺			8,83	7,43	8,46	7,75
P ₂ O ₅	0,08	0,15	He опр.	He опр.	0,00	—
Сумма			100,14	99,42	99,77	100,23

1 — липариты (риолиты), по Дэли; 2 — дациты, по Дэли; 3 — морденитовая порода, Кемерлинское проявление, проба 657, наши данные; 4 — то же, проба 659; 5 — морденитовая порода (почти мономинеральный морденит) из формации барстоу, Калифорния (Sheppard, Gude, 1969); 6 — морденит из туфов формации акин, Япония (Negishi Toshio, 1972).

почти мономинерального морденита из формации барстоу (Калифорния), образовавшегося таким же образом за счет преобразования вулканического кислого стекла туфов. По содержанию основных компонентов, как следует из этой таблицы, морденитовые породы отвечают липаритам или липарито-дацитам.

Вдоль южного борта Куринской впадины в пределах западной части полосы распространения верхнемеловых вулканогенно-осадочных образований в настоящее время обнаружен целый ряд других местонахождений морденитовых пород: в 1,5—2 км западнее пос. Али-Байрамлы, в районе пос. Керпилу (10—12 км севернее г. Ноемберяна Армении), в пределах Ноемберянского бентонитового месторождения, в Тетрицкаройском районе Грузии и других местах. Морденит в этих проявлениях образовался также в результате изменения вулканического кислого стекла туфов. Характерна почти постоянная тесная ассоциация морденита с клиноптилолитом, при этом мономинеральные морденитовые породы без клиноптилолита встречаются относительно редко.

Обращает на себя внимание тот факт, что в восточной половине полосы распространения вулканогенно-осадочного комплекса южного борта Куринской депрессии цеолиты, развивающиеся по вулканическому стеклу кислых туфов, представлены во всех многочисленных известных местонахождениях только клиноптилолитом или анальцимом. Причина такой региональной приуроченности морденита только к одной части района распространения данного комплекса неясна. Судя по частому сонахождению морденита и клиноптилолита в одних и тех же породах, условия их образования в значительной мере перекрываются. Тем не менее большинство известных в данном районе морденитовых пород, в отличие от клиноптилолитовых, располагается в разрезе либо по простиранию вблизи излившихся вулканических пород или грубых туфов, что свидетельствует о сравнительной близости проявлений активного вулканизма. Но каких-либо следов влияния гидротермальной поствулканической деятельности ни на морденитовых, ни на клиноптилолитовых породах обнаружить не удается. К тому же известны отдельные случаи залегания морденитосодержащих пород в карбонатных морских породах, например, в 4—4,5 км на запад-северо-запад от пос. Кемерли. Наконец, пробы цеолитовых пород, отобранные западнее по простиранию описанных выше морденитовых пород (фиг. 1) непосредственно из

контакта с перекрывающими их лавами и имеющие явные следы контактового измерения, показывают незначительное содержание (10—20%) цеолитов, представленных смесью клиноптилолита и морденита. Все эти данные свидетельствуют о том, что влияние вулканических процессов, видимо, не главная причина, определяющая минеральный состав цеолитов, образующихся за счет изменения вулканического стекла туфов.

ВЫВОДЫ

1. Микрористаллические цеолиты распространены регионально в пирокластических породах верхнемелового вулканогенно-осадочного комплекса южного борта Куринской впадины. Представлены они высококремнистыми видами — клиноптилолитом и морденитом — или анальцимом. Клиноптилолит встречается на всем протяжении полосы распространения пород этого комплекса, а морденит — только в западной ее части и чаще в ассоциации с клиноптилолитом; он сравнительно редко образует моноцеолитовые морденитовые породы. Цеолитов в породах 10—90%. В ряде мест отмечаются крупные тела почти мономинеральных цеолитовых пород. Одно из наиболее крупных проявлений морденитовых пород располагается в районе пос. Кемерли.

2. Реликты осколков вулканического стекла, замещенных цеолитами, химический состав, структурно-текстурные особенности цеолитовых пород и другие признаки свидетельствуют о том, что цеолиты данного комплекса пород образовались за счет изменения раздробленного вулканического стекла кислых туфов. Эти туфы отлагались в нормальной морской среде, что доказывает их ассоциация с морскими карбонатными породами, слоистость и другие признаки. Цеолитизация вулканического стекла происходила в захороненных осадках в диагенетическую стадию, при этом условия образования клиноптилолита и морденита близки и в значительной мере перекрываются.

3. Цеолитизация вулканического стекла туфов кислого состава — обычный процесс диагенетического преобразования молодых вулканогенно-осадочных комплексов. Этот процесс развивается в региональных масштабах, имеет большое значение при формировании вулканогенно-осадочных пород и явно недооценивается при литологических исследованиях.

ЛИТЕРАТУРА

- Авакян Г. С. Цеолитовые породы Ноемберянского района Армянской ССР и перспективы их освоения. — Изв. АН АрмССР. «Науки о Земле», 1973, т. 26, № 6.
- Бушинский Г. И., Шуменко С. И. Уточненное определение цеолита из меловых отложений Брянска. — Литол. и полезн. ископ., 1970, № 6.
- Набоко С. И. Минералогия действующих гидротермальных систем и минералогический критерий температурного режима в их недрах. — В сб.: Минералогия гидротермальных систем Камчатки и Курильских островов. М., «Наука», 1970.
- Сеидов А. Г., Иманов А. М., Кулиев А. И., Алиев И. Д. К вопросу минералогии и генезиса цеолитов и перспективы их поисков на территории Азербайджанской ССР. — Уч. зап. Азерб. ун-та, сер. геол.-геогр. наук, 1973, № 5.
- Negishi Toshio. Mordenite in tuffs of the Shirasawa district, Miyagi prefecture. — J. Jap. Assoc. Miner. Petrol. and Econ. Geol., 1972, v. 67, No. 2.
- Sheppard R. A., Gude A. S. Diagenesis of tuffs in the Barstow formation, Mud Hills, San Bernardino County, California. — Geol. Surv. Prof. Paper, 1969, No. 634.
- Utada M. Zeolitic zoning of the neogene pyroclastic rocks in Japan. — Sci. Pap. Coll. Gen. Educ. Univ. Tokyo, 1971, 21, No. 2.

О ВЛИЯНИИ ГАЗА НА ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ

С. И. ОВЧИННИКОВ

В литературе описано много фактов, доказывающих консервирующее влияние нефти на процессы постседиментационной структурно-минералогической переработки пород. Поскольку эти процессы по своей природе электролитические, то вытеснение поровой воды, представляющей собой ионообменную среду, нефтью резко замедляет или останавливает их дальнейшее развитие. Впервые на это обратил внимание в 1956 г. Лоури, обнаруживший, что регенерация кварца развита более интенсивно в водоносных песчаниках по сравнению с нефтеносными. Позднее различного рода исследования в этом направлении провели К. Р. Челиков, Е. П. Ермолов, Н. А. Орлова (1956, 1967), Р. М. Юркова (1971), Г. Н. Перозио, Г. Э. Прозорович и др.

По мнению А. Г. Косовской (Косовская, Шутов, 1971), изучение консервирующего влияния нефти на процессы эпигенетического преобразования пород перспективно для решения ряда конкретных задач нефтяной геологии. Однако если этот вопрос хорошо изучен, то в отношении консервирующего влияния газа данных мало. В частности, Р. М. Юркова (1971), используя для сравнения породообразующие, глинистые, акцессорные и карбонатные минералы продуктивных отложений Северного Сахалина, показала, что газонасыщенные породы не отличаются заметно от водонасыщенных.

Ниже приводятся результаты сравнительного изучения минерального состава газо- и водонасыщенных пород продуктивных отложений Уренгойского и Медвежьего газовых месторождений Западной Сибири.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЙ

Продуктивные отложения Уренгойского и Медвежьего месторождений залегают на глубине 1000—1200 м, относятся к сеноманскому ярусу и представляют собой беспорядочное переслаивание песчано-алевролитовых и глинистых пород. Общая мощность глинистых прослоев составляет в среднем 20% разреза. Песчано-алевролитовые породы слабо отсортированы. Песчаники содержат значительную примесь алевролита, как в свою очередь алевролиты — песчанистого материала. По размеру зерен проницаемые породы преимущественно относятся к мелкозернистым алевритистым песчаникам. Цемент их глинистый, базального типа. По составу обломочного материала песчаники и алевролиты относятся к кислым аркозам; содержание, % : кварц 50—70, полевые шпаты 25—35, обломки пород до 10%.

Залежи газа приурочены к крупным структурам субмеридианально-го простирания. Для этих структур характерен длительный конседиментационный рост, завершающийся резким увеличением контрастности в позднеолигоцен-неогеновое время. Амплитуда перегиба кровли продуктивной толщи в пределах Уренгойского поднятия составляет 235 м, в пределах Медвежьего поднятия — 175 м. Высоты залежей соответственно 216 и 134 м. Заполнение ловушек газом произошло в неогене. Газ по составу метановый (98%) с незначительным содержанием этана, азота и углекислоты.

ХАРАКТЕРИСТИКА МИНЕРАЛОВ ГАЗО- И ВОДОНАСЫЩЕННЫХ ПОРОД

Акцессорные минералы. Содержание акцессорных минералов определялось для фракции 0,1—0,05 мм иммерсионным методом.

Как следует из табл. 1, содержание большинства акцессорных минералов в водонасыщенных породах изменяется в тех же пределах,

Содержание акцессорных минералов в породах продуктивных отложений по месторождениям, % *

Местоположение образцов	Число образцов	Сфен	Эпидот	Магнетит и ильменит	Гранаты	Циркон	Лейкоксен *
Уренгойское							
1***	64	4—15**	5—24	40—70	4—24	4—6	10—39
		10	12	53	14	5	22
2	10	1—10	1—5	54—75	5—23	3—5	8—30
		6	3	61	15	4	21
3	12	1—7	1—4	50—60	10—23	4—7	10—22
		3	2	54	19	5	18
Медвежье							
1	103	5—22	4—20	32—70	8—30	1—5	9—36
		12	14	50	14	4	21
2	14	5—18	1—4	50—70	13—33	2—4	18—33
		10	3	60	19	3	25
3	10	1—4	1—5	47—72	17—40	1—7	20—31
		3	3	62	21	4	26

* Содержание минералов дано для тяжелой фракции за исключением лейкоксена; его содержание дано для всей тяжелой фракции.

** От—до.

*** Среднее.

*** 1 — в пределах залежи; 2 — ниже газоводяного контакта; 3 — за пределами залежи.

Таблица 2

Состав и характеристика глинистой фракции проницаемых пород продуктивных отложений

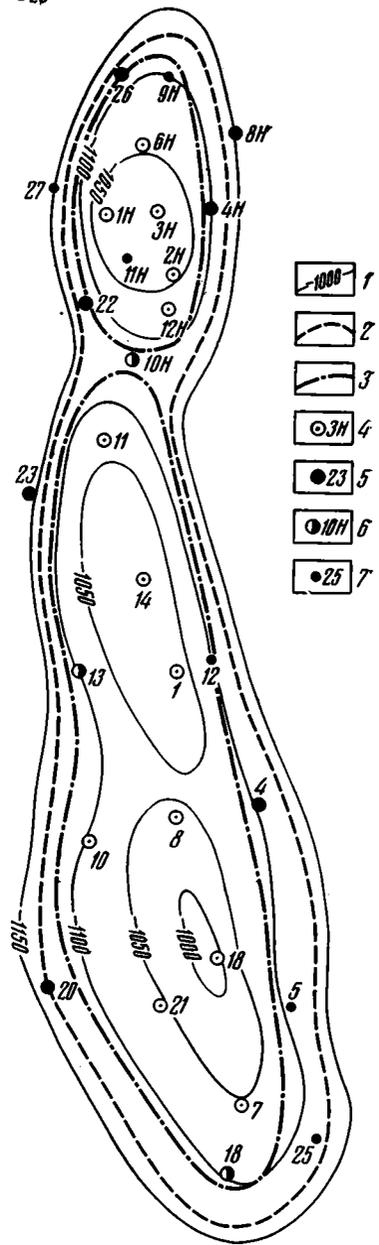
Местоположение образцов	Состав глинистой фракции	Структура каолинита		Морфология частиц каолинита	d (001) насыщенного глищерином монтмориллонита, А
		ячейка	период по оси «С»		
Покрывающие отложения кузнецовской свиты	М [К ГС Х]			Не идиоморфные	17,60
Продуктивные отложения в пределах залежи	К (М) [ГС Х]	«М»	Не строгий	То же	17,80—18,00
За контуром газонасности	»	»	То же	»	17,80—18,00
Ниже газоводяного контакта	К (М) [ГС Х] редко К [М ГС Х]	»	редко не совсем строгий	редко идиоморфные	17,80—18,00

Примечания. К — каолинит, М — монтмориллонит, ГС — гидрослюда, Х — хлорит. Без скобок указан преобладающий минерал, в круглых скобках — второстепенный, в квадратных — минералы-примеси. «М» — псевдомонклинная форма ячейки.

что и в газонасыщенных. Исключение составляют сфен и эпидот. Содержание этих минералов в породах газовых залежей в несколько раз выше по сравнению с таковым в породах, находящихся за контуром газонасности. В области газоводяного контакта сфен и эпидот ведут себя по-разному. Содержание эпидота резко падает при переходе от газонасыщенной части разреза к водонасыщенной до тех же значений, что и в породах за контуром газонасности. Однако резкое уменьшение содержания эпидота не всегда соответствует положению газоводяного контакта. В ряде случаев оно располагается выше (фигура). Разница в положении границы резкого падения содержания эпидота и контакта

●28
 Схема распределения эпидота в продуктивных отложениях Медвежьего месторождения

1 — изогипсы по кровле продуктивных отложений, 2 — контур газоносности, 3 — предполагаемый первоначальный контур газоносности; скважины и их номера: 4 — вскрывшие продуктивные отложения с высоким (4—20%) содержанием эпидота, 5 — то же с низким (1—5%) содержанием эпидота, 6 — то же с резким уменьшением содержания эпидота выше газовой контакта, 7 — скважины, образцы которых не изучены



достигает 20 м. Низкое содержание эпидота, соответствующее отложениям обводненных частей структуры, наблюдается также в образцах из скважин, пробуренных внутри залежи, в непосредственной близости к контуру газоносности (скв. 4н, 4, 22, 26). Содержание сфена вблизи контура газоносности и в области газовой контакта изменяется в широких пределах и при переходе через контакт обычно не уменьшается.

Глинистые минералы. Их изучали с помощью рентгеноструктурного, электронографического и электронно-микроскопического методов. В цементе газо- и водонасыщенных проницаемых пород преобладает каолинит (табл. 2). Для него характерна крайне низкая степень совершенства структуры: псевдомоноклинная форма ячейки, не строгий период по оси «С». Частицы каолинита изометрично-пластинчатые неправильной формы, до 5 мк. Признаков идиоморфной псевдогексагональной огранки не наблюдается. Для воздушно-сухого монтмориллонита характерно межплоскостное расстояние (001), равное 12,5 Å. При насыщении препаратов глицерином оно увеличивается до 17,80—18,10 Å. Повышенное значение d (001) насыщенного глицерином монтмориллонита (обычно оно равно 17,60 Å), вероятно, свидетельствует о присутствии в смешанослойном состоянии пакетов слюдистого типа. Незначительное содержание последних и большая разница в межплоскостных расстояниях (001) слюды (10,0 Å) и насыщенного глицерином монтмориллонита (17,60 Å) не дают ожидаемого эффекта смещения рефлекса (001) смешанослойного образования в сторону больших углов. В данном случае в формировании рефлекса 001 принимают участие вдвоенные слои слюдистого типа с общей высотой 20,0 Å. В результате величина d (001) этого рефлекса располагается между значениями 17,60 и 20,0 Å.

Таким образом, по составу и характерным особенностям глинистых минералов цемента водонасыщенные породы не отличаются от газонасыщенных. Исключение составляют отдельные образцы песчаников из зоны газовой контакта (вблизи контакта или ниже его), минералы цемента которых представлены практически одним каолинитом.

Монтмориллонит в цементе отсутствует или наряду с гидрослюдами составляет незначительную примесь. Каолинит из этих песчаников характеризуется несколько более совершенной структурой, отдельные частицы имеют идиоморфную огранку. Подобные песчаники встречены в сводовых частях структур, т. е. относятся к самым низам (в стратиграфическом смысле) изученного разреза. Поэтому отличие минералогического состава их цемента обусловлено, вероятно, стратиграфическим положением в разрезе, а не влиянием газа.

Обломочные породообразующие компоненты. Они представлены кварцем, полевыми шпатами, обломками пород, мусковитом и биотитом. Кварц, обломки пород и мусковит не претерпевают заметных постседиментационных изменений. Полевые шпаты свежие и в значительной степени измененные серицитизацией и каолинитизацией. По степени изменения полевых шпатов и количеству измененных зерен водонасыщенных пород заметно не отличаются от газонасыщенных.

Свежий биотит встречается чрезвычайно редко. Процессы изменения выражаются в уменьшении интенсивности плеохроизма, разбухании и расщеплении пластинок, сидеритизации и каолинитизации биотита.

Для сравнения газо- и водонасыщенных пород были выделены следующие типы измененных чешуек биотита: обесцвеченные слабоплеохроирующие, но не разбухшие и не расщепленные; разбухшие или расщепленные в виде веера; частицы биотита с выделениями сидерита между листочками; частицы биотита, частично или полностью замещенные каолинитом.

Попытка подсчета количества выделенных видов измененных биотитов в шлифах показала, что их относительное содержание меняется в широких пределах и водонасыщенные породы по характеру изменения биотита заметно не отличаются от газонасыщенных.

Карбонатные породы. Они редки; их минералы, по данным термовесового анализа, представлены кальцитом, реже сидеритом. Относительное их содержание изменяется в широких пределах. Карбонатные минералы из обводненных отложений исследовались в трех образцах. По составу минералов и их содержанию эти образцы соответствовали тем или иным образцам из газонасыщенных отложений. Таким образом, не удалось заметить разницы в составе карбонатных пород газо- и водонасыщенных отложений.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Газонасыщенные проницаемые породы по составу большинства минеральных компонентов и характеру их изменения практически не отличаются от водонасыщенных. Тем не менее резкое снижение содержания сфена в породах за контуром залежей и эпидота за контуром залежи и ниже газовой контактной поверхности, видимо, свидетельствует о тормозящем влиянии газа на процессы растворения минералов неустойчивых в стадии эпигенеза. Газ не в такой степени, как нефть, но все же «консервирует» породу в смысле ее эпигенетической переработки. Как показывает опыт, газ в отличие от нефти не вытесняет целиком воду из порового пространства, т. е. не осушает породу полностью. Вода остается в виде пленок на зернах минералов. Электролитические процессы между минералами и поровой водой могут поэтому продолжаться и после заполнения коллекторов газом. Однако их интенсивность значительно снижается из-за уменьшения объема поровой влаги, представляющей собой ионообменную среду.

Таким образом, из всех изученных минералов в описываемых отложениях практически только эпидот может рассматриваться как индикатор тормозящего влияния газа на постседиментационные процессы

структурно-минералогической переработки. Его распределение в продуктивных отложениях Медвежьего месторождения можно объяснить так. Заполнение структуры газом происходило в два этапа: в течение первого, сравнительно короткого, сформировалась основная часть залежи, в течение второго, длительного — нижняя ее часть. Газоводяной контакт первоначально проходил выше существующего уровня, и контур газоносности был уже. Поэтому резкое уменьшение в содержании эпидота в ряде скважин происходит выше настоящего положения контакта.

Скачок в содержании эпидота в данном случае соответствует, вероятно, первоначальному положению газоводяного контакта. Скважины, пробуренные вблизи контура газоносности, вскрывшие газонасыщенные отложения с низким содержанием эпидота, расположены за первоначальным контуром газоносности. Вскрытые ими отложения длительное время оставались водонасыщенными, поэтому процесс растворения в них эпидота протекал с той же интенсивностью, что и в обводненных в настоящее время частях структуры. Возможный первоначальный контур газоносности ориентировочно показан на фигуре. Обращает на себя внимание низкое содержание эпидота в скв. 10Н, пробуренной в прогибе между Медвежьим и Ныдинским поднятиями. Лишь в самом верху, вблизи крыши, содержание эпидота в скв. 10Н достигает 7%. Это обстоятельство позволяет предположить, что Ныдинская и Медвежья залежи существовали первоначально самостоятельно или соединялись между собой узким газонасыщенным перешейком.

Аналогичные явления в распределении эпидота наблюдаются и в продуктивных отложениях Уренгойского месторождения. Низкие содержания этого минерала вблизи контура отмечаются в газонасыщенных отложениях северной части Уренгойской залежи (скв. 71, 66). Однако отсутствие данных о содержании эпидота вблизи контура в центральных и южных частях залежи не позволяет даже ориентировочно провести вероятный первоначальный контур газоносности.

Несколько севернее основной Уренгойской залежи расположена небольшая самостоятельная Северо-Уренгойская залежь. Образцы керн анализировались из двух скважин (62, 65), пробуренных в сводовой части этой залежи. Результаты анализов показали низкие (не более 4%) содержания эпидота по всей продуктивной толще. Это обстоятельство позволяет сделать предположение, что Северо-Уренгойская залежь, возможно, сформировалась значительно позже Уренгойской.

ЛИТЕРАТУРА

- Косовская А. Г., Шутов В. Д.* Проблемы эпигенеза.— В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. М., «Наука», 1971.
- Чепиков К. Р., Ермолова Е. П., Орлова Н. А.* Эпигенные минералы как показатели времени прихода нефти в песчаные промышленные коллекторы.— Докл. АН СССР, 1959, т. 125, № 5.
- Чепиков К. Р., Ермолова Е. П., Орлова Н. А.* Некоторые результаты изучения аутигенных минералов с целью определения относительного времени прихода в породы-коллекторы.— В кн.: Генезис нефти и газа. М., «Недра», 1967.
- Юркова Р. М.* Использование явления эпигенетического внутрислойного растворения некоторых аксессуарных минералов для установления времени формирования нефтяных месторождений.— В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. М., «Наука», 1971.

ХРОНИКА

ПЕРВАЯ ГЕОХИМИЧЕСКАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ В АЗЕРБАЙДЖАНЕ

Н. Д. ЗУЛЬФУГАРЛЫ

17—18 декабря 1974 г. в Баку, в Институте геологии АН АзербСССР состоялась первая республиканская конференция по проблеме «Геохимия нефтегазоносных областей Азербайджана». В состав оргкомитета, возглавляемого акад. Ш. Ф. Мехтиевым, вошли также представители Азербайджанского государственного университета, Управления СМ АзербСССР по геологии, АзНИПИнефть. Работа конференции проходила на пленарном и секционных заседаниях.

На пленарном заседании во вступительном слове директор Института геологии, лауреат Ленинской премии проф. Э. Н. Алиханов подчеркнул, что созыв конференции является важным событием в жизни геохимиков республики, впервые собравшихся для совместного решения накопившихся проблем теоретического и прикладного характера.

С докладом «Современное состояние геохимических исследований флюидов и осадочных пород нефтегазоносных областей Азербайджана» выступил Ш. Ф. Мехтиев, который дал критический анализ работ в области геохимии нефти, газа, газоконденсата, пластовых вод и вмещающих пород преимущественно нефтегазоносных, а также некоторых других площадей, за три-четыре десятилетия. Работы в этом направлении проводились и проводятся под руководством Ю. Г. Мамедалиева, М. А. Кашкая, Г. Х. Эфендиева, А. Д. Султанова и др. Особый вклад в развитие геохимии в республике внес Г. Х. Эфендиев, организовавший Институт неорганической и физической химии АН АзербСССР, до последних дней руководившей лабораторией геохимии, проводивший работы важного значения по изучению закономерностей распределения редких и рассеянных элементов в различных природных образованиях. Ученики Г. Х. Эфендиева в настоящее время активно работают в различных направлениях геологической науки и службы. При проведении геохимических исследований большую теоретическую и практическую помощь азербайджанским ученым и производственникам оказывали Н. В. Тагеева, В. А. Сулин, Л. А. Поталовский, С. А. Ковалевский, В. Э. Левенсон, А. Т. Кочмарев, Д. В. Жабрев, В. С. Гутыря и др. Их монографии по изучению нефтей, пластовых вод, осадочных пород Азербайджана и сегодня активно содействуют решению прикладных задач нефтяной геологии. В заключение Ш. Ф. Мехтиев высказал идею о необходимости создания единого координационного центра по геохимии для объединения усилий разрозненных коллективов на решение крупных, проблемных вопросов геолого-геохимического характера, вытекающих из потребностей народного хозяйства.

С большим интересом были заслушаны доклады А. А. Али-заде и Г.-М. А. Алиева «Закономерности распределения органического вещества в осадочной толще Азербайджана», М. А. Кашкая и др. «О перспективах экзогенного боронакопления в Азербайджане», Дж. И. Зульфугарлы и М. И. Абдуллаевой «Элементы семейства железа в осадочных породах продуктивной толщи Азербайджана».

В выступлении Т. А. Золотовицкой отмечено, что частота встречаемости, отношение к величине кларка литосферы, закон распределения элементов в глинистых и песчаных породах центральной части Апшерона неодинаковы. Полученные параметры, особенно для радиоактивных элементов, могут служить поисковым признаком нефтегазоносности.

Практический интерес представляют данные по геохимической характеристике нефтей и газов залежей Сангачалы-море, Дуванный-море, о. Булла (Бакинский архипелаг), приведенные в докладе Б. А. Туския и др. Высказывается мнение о необходимости проведения дополнительных буровых работ на юго-западных крыльях изученных структур единой антиклинальной зоны.

Было также заслушано выступление Т. Азизова о предварительных результатах изотопического исследования нефтей и осадочных пород некоторых нефтяных месторождений Азербайджана.

С докладом «Геохимические аспекты «окаменения» биолитов в осадочных толщах Азербайджана» выступил Ч. М. Халифазаде. Рассмотрены вопросы перераспределения ряда химических элементов в раковинах беспозвоночных в стадии седиментогенеза, диагенеза и катагенеза. Выявляется, что в результате «окаменения» раковины беспозвоночных обогащают осадочные толщи большим количеством стронция, бария, свинца, тория, урана, что необходимо учитывать при разработке теории образования их осадочных руд.

В докладе Э. Т. Байрамалибеги изложены результаты геохимических исследований пород среднеюрского комплекса структурно-формационных подзон Тфанского антиклинория. Выявленные геохимические параметры предлагаются в качестве надежных критериев для поисков скрытого оруденения в пределах Белокано-Закатальского района.

Близок к этой теме доклад М. А. Кашкая и др. «О распределении щелочных элементов и бора в осадочных породах Белокано-Закатальского района», посвященный выявлению уровней и средних значений концентрации указанных элементов в мезозойских отложениях с учетом литофаций, возраста и влияния околорудного метаморфизма Филлизайского, Кацдагского и Катехского месторождений. Полученные числа отвечают известной закономерности распределения этих элементов в песчано-карбонатно-глинистых породах. Рассчитанные количественные геохимические характеристики рекомендуются в качестве индикаторов на прогнозирование рудной минерализации в пределах Восточного Кавказа.

В выступлении Р. Г. Мехтиева изложен материал о проведенных впервые в республике исследованиях распространения селена во вмещающих породах ртутных месторождений с применением высокочувствительного флюоресцентного метода анализа. Изучены особенности распределения селена в разновидностях известняков и его корреляционные взаимоотношения с ведущими рудными компонентами: ртутью и сурьмой.

Были также заслушаны доклады «Распределение углекислого газа в подпочвенных отложениях южного склона Большого Кавказа» (И. С. Гулиев) и «К вопросу распределения малых элементов в современных донных осадках водохранилищ Азербайджана» (Д. М. Сулейманов).

Состоялись выступления представителей республик Закавказья. Б. К. Чичуа (КИМС) зачитал доклад «Региональная зональность катагенетических превращений рассеянных угольных включений в предположительно нефтегазоносных мезозойско-кайнозойских отложениях Грузии», а Б. Л. Ананян (ЕГУ) — «Изотопные исследования серы сульфатов минеральных вод и вмещающих пород некоторых водоносных комплексов Армянской ССР».

Краткое изложение рецензируемых, а также других докладов приведено в «Тезисах», выпущенных Институтом геологии АН АзербСССР (1974 г.).

В резолюции отмечена актуальность создания в Институте геологии лаборатории геохимии осадочных пород, создание республиканского (а также Закавказского) центра по координации и мобилизации усилий разрозненных малых коллективов геохимиков на решение больших народнохозяйственных задач. Высказано пожелание, чтобы координационный центр организовывал регулярные геохимические совещания по различным проблемам, публиковал лучшие материалы по геохимии и т. д.

СЕМИНАР «СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ ПОИСКОВ ЗАЛЕЖЕЙ НЕФТИ И ГАЗА В НЕАНТИКЛИНАЛЬНЫХ ЛОВУШКАХ»

В. А. ГРОССГЕЙМ, Г. А. КАЛЕДА

Семинар «Состояние и перспективы поисков залежей нефти и газа в неантиклинальных ловушках», организованный Министерством геологии СССР, состоялся 10—12 сентября 1974 г. в г. Ухте (Коми АССР). Он собрал более 130 участников из различных научных и производственных организаций Министерства геологии СССР, Министерства нефтяной промышленности, Министерства газовой промышленности, Министерства высшего и среднего специального образования СССР и др.

В подготовке и проведении семинара участвовали В. В. Семенович, В. Ф. Крымков, Ю. В. Каеш, Б. Я. Вассерман, В. А. Гроссгейм, Г. А. Калед и др.

Семинар открыл председатель, представитель Министерства геологии СССР, Ю. В. Каеш. Было заслушано восемь докладов и 16 фиксированных выступлений, в обсуждении которых приняло участие пять человек.

В докладе В. А. Гроссгейма (ВНИГРИ) «Методика поисков литологических и стратиграфических залежей нефти и газа» было показано значение отдельных частных методик при прогнозировании линий выклинивания песчаных пород-коллекторов нефти и газа. На первых этапах особенно важную роль играют литолого-палеогео-

графические исследования, которые при охвате достаточно крупных территорий дают возможность оценивать расположение захороненных палеогеографических ландшафтов и выявлять песчаные тела, в которых формируются литологические ловушки. Детализация строения зон выклинивания должна производиться геофизическими методами, которые предшествуют поисковому бурению.

В докладе Г. А. Габриэлянца (ВНИГНИ) описаны две классификации неантиклинальных ловушек — генетическая и морфологическая, применяемые в различных ситуациях.

Доклад Г. А. Каледы, С. П. Максимова, Б. М. Геймана и Ю. В. Пашкова (ВНИГНИ) был посвящен закономерностям изменчивости отложений на тектонических структурах как методической основе поисков литологических ловушек. Литолого-статистические параметры более чутко реагируют на тектоническое положение разрезом, чем мощности, что позволяет реконструировать режим осадконакопления и конкретные обстановки по литологическим признакам. Литологические залежи следует прогнозировать и искать по тектоническим структурам и линиям.

В докладе Н. И. Марковского и Б. А. Соколова (МГУ) показано значение палеогеографических исследований при поисках неантиклинальных залежей нефти и газа. Особенно подчеркнута роль палеоделфт как наиболее благоприятных обстановок для поисков литологических ловушек.

М. М. Грачевский (НИЛзарубежгеология) обратил внимание слушателей на палеогеоморфологические предпосылки поисков неструктурных и комбинированных залежей нефти и газа. Выявление палеогеоморфологических ситуаций должно проводиться с помощью формационно-фациального анализа.

А. А. Плотников (ВНИИгаз) остановился на залежах газа в гидродинамических ловушках.

Б. Я. Вассерман (Ухтинское ТГУ) охарактеризовал перспективы поисков углеводородов в неантиклинальных ловушках в Тимано-Печорской провинции.

Карты зон выклинивания коллекторов в СССР представил семинару К. К. Гостинцев (ВНИГРИ).

С небольшими сообщениями о состоянии проблемы в различных регионах СССР выступили Н. Д. Матвиевская, И. М. Михайлов, А. И. Дьяконов, А. П. Железнова, А. Е. Лукин, Б. М. Гейман, В. И. Кривонос, И. М. Бабиков, М. Б. Коростышевский, В. С. Муромцев, Я. А. Берето, Н. В. Чекина, И. Г. Гассанова, П. М. Бутузов, А. С. Перехода, Б. С. Коротков, В. А. Багино, В. М. Сеньюков.

Таким образом, обмен материалами позволил представить теоретические, методические и практические аспекты проблемы литологических и стратиграфических залежей нефти и газа в СССР.

На семинаре были приняты рекомендации, в которых высоко оценена актуальность проблемы литологических и стратиграфических залежей нефти и газа для наращивания промышленных запасов и добычи нефти и газа в СССР. Особенно большое значение поиски неантиклинальных ловушек имеют для Урало-Поволжья, Предкавказья, Днепровско-Донецкой впадины, Припятского прогиба. Важность этой проблемы несомненна для Восточной Сибири и Тимано-Печорской области. В рекомендациях отмечены достижения в разработке проблемы и оговорены недостатки, из которых главнейшим является разобщенность исследовательских коллективов различных научных организаций. Для преодоления этих недостатков предложены конкретные мероприятия.

Для ускорения исследований и быстреего использования их результатов в народном хозяйстве следует объединить усилия для решения межведомственной проблемы. Главными задачами при этом должны быть разработка методики поисков неантиклинальных залежей нефти и газа, а также установление закономерностей их размещения и оценки перспективности в отдельных наиболее интересных регионах.

КНИГИ ИЗДАТЕЛЬСТВА «Н А У К А»

- Клубова Т. Т.** Литолого-минералогическая характеристика меловых глин Западно-Сибирской низменности. (По материалам Березовской, Омской, Ханты-Мансийской опорных скважин). 1961. 76 стр. 41 к.
- Колгина Л. П.** и др. Литология и закономерности размещения пород-коллекторов в отложениях юры и нижнего мела Западно-Сибирской низменности. 1961. 125 стр. 71 к.
- Лавров В. В.** Палеогеновые угленосные формации платформенных территорий Казахстана и Сибири. (Условия накопления и полезные ископаемые). 1965. 132 стр. 81 к.
- Лазаренко А. А.** Литология аллювия равнинных рек гумидной зоны. (На примере Днепра, Десны и Оки). Труды Геологического института. Вып. 120. 1964. 236 стр. 1 р. 41 к.
- Люфанов Л. Е.** Стратиграфия и литология палеозоя и мезозоя западной окраины Вилуйской синеклизы. 1964. 110 стр. 74 к.
- Магматизм и полезные ископаемые северо-восточной Кореи и юга Приморья.** 1966. 224 стр. 1 р. 47 к.
- Наседкин В. В.** Водосодержащие вулканические стекла кислого состава, их генезис и изменения (исследования в области неметаллических полезных ископаемых). Труды Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии. Вып. 98. 1963. 210 стр. 1 р. 30 к.
- Экспериментальные исследования минералообразования в сухих окисных и силикатных системах.** 1972. 286 стр. 2 р. 12 к.

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу:

117464 МОСКВА, В-464, Мичуринский проспект, 12, магазин «Книга — почтой» Центральной конторы «Академкнига»;

197110 ЛЕНИНГРАД, П-110, Петрозаводская ул., 7, магазин «Книга — почтой» Северо-Западной конторы «Академкнига» или в ближайšie магазины «Академкнига».

· АДРЕСА МАГАЗИНОВ «АКАДЕМКНИГА»:

480391 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, ул. Джапаридзе, 13; 320005 Днепропетровск, проспект Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 664033 Иркутск, 33, ул. Лермонтова, 303; 252030 Киев, ул. Ленина, 42; 277012 Кишинев, ул. Пушкина, 31; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 192104 Ленинград, Д-120, Литейный проспект, 57; 199164 Ленинград, Университетская наб., 5; 199004 Ленинград, 9 линия, 16; 103009 Москва, ул. Горького, 8; 117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 630076 Новосибирск, 91, Красный проспект, 51; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700029 Ташкент, ул. 50 лет Узбекистана, 11; 700029 Ташкент, Л-29, ул. Ленина, 73; 700100 Ташкент, ул. Шота Руставели, 43; 634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18; 450075 Уфа, Коммунистическая ул., 49; 450075 Уфа, проспект Октября, 129; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310003 Харьков, Уфимский пер., 4/6.