

Литология

и ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

1963

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР



Главный редактор — Н. М. СТРАХОВ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Г. И. БУШИНСКИЙ, Б. М. ГИММЕЛЬФАРБ, Т. Н. ДАВЫДОВА, А. Г. КОССОВСКАЯ,
Г. Ф. КРАШЕНИННИКОВ, А. П. ЛИЦИЦЫН, А. В. СИДОРЕНКО,
Л. М. СИБИРКИНА (ответственный секретарь), И. В. ХВОРОВА,
В. С. ЯБЛОКОВ (заместитель главного редактора)

Chief Editor: N. M. STRAKHOV

EDITORIAL BOARD:

G. I. BUSHINSKY, B. M. GIMMELFARB, T. N. DAVYDOVA, A. G. KOSSOVSKAIA,
G. F. KRASHENINNIKOV, A. P. LISITZIN, A. V. SIDORENKO,
L. M. SIBIRKINA (Responsible Editor), I. V. KHVOROVA,
V. S. YABLOKOV (Assistant Chief Editor)

ЖУРНАЛ ВЫХОДИТ ШЕСТЬ РАЗ В ГОД

Адрес редакции: Москва В-17, Пыжевский пер., 7, ГИН АН СССР

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

№ 3, 1963 г.

СОДЕРЖАНИЕ

З. В. Пушкина. Поровые воды современных, четвертичных и плиоценовых отложений Южного Каспия	3
А. А. Корди́ков. Геохимия угленосных отложений Южной Якутии	19
А. Н. Волкова. Условия накопления балахонских свит Кузнецкого бассейна	38
Я. Э. Юдович. О самостоятельном генетическом типе концентраций редких элементов	55
Е. А. Соколова. Формационная характеристика и генезис марганцевого месторождения Тахта-Карача (Зеравшанский хребет)	64
Г. Ю. Бутузова. Ассоциации тяжелых минералов в палеогеновых отложениях Южно-Украинского марганцерудного бассейна	81
Э. А. Остроумов и И. И. Волков. Сульфаты в морских иловых отложениях	91
И. Н. Лобанов, Наблюдения над знаками ряби	103
В. Д. Шутов и И. П. Дружинин. О фашиально-литологическом контроле в размещении медного оруденения в Джебказгане	115
<i>КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ</i>	
В. И. Грязнов и Г. Н. Романенко. Об отделении марганца от железа в коре выветривания кристаллических пород Украинского щита в мезокайнозое	134
С. В. Литвин. О положении зоны глубинного эпигенеза в юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины	137
Н. А. Красильникова. О флюорите в фосфоритах	141
В. И. Муравьев и Е. М. Колесников. О возможности определения времени образования дислокаций по абсолютному возрасту аутигенных минералов	144
<i>КРИТИКА И ДИСКУССИИ</i>	
П. Т. Тажибаева. О генезисе Джебказганского медного месторождения	147
Н. М. Страхов. О некоторых вопросах изучения Джебказганского месторождения	150

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

№ 3, 1963 г.

CONTENTS

Z. V. Pushkina. Pore water in Recent Quaternary and Pliocene deposits of Southern Caspian	3
A. A. Kordikov. Geochemistry of coal — bearing deposits in Southern Yakutia	19
A. N. Volkova. Accumulation conditions of Balakhonsk series in Kuznetzk Basin	38
Ya. E. Yudovich. On an independent genetic type of rare element concentrations	55
E. A. Sokolova. Formation characteristics and genesis of Takhta — Karacha manganese deposit (Zeravshansk mountain range)	64
G. Yu. Butuzova. Association of heavy minerals in Paleogene deposits of South — Ukrainian manganese ore basin	81
E. A. Ostroumov and I. I. Volkov. Sulphates in marine mud deposits	91
I. N. Lobanov. Observations on ripple marks	103
V. D. Shutov and I. P. Druzhinin. On facies — lithological control in the location of copper mineralization in Dzhezkazgan	115

SHORT NOTES

V. I. Griaznov and G. N. Romanenko. On the separation of manganese from iron in the crust of weathering of crystalline rocks in the Ukrainian shield during the Meso — Cenozoic	134
S. V. Litvin. On the position of the deep epigenesis zone in the south — eastern part of the Donetz — Dnieper depression	137
N. A. Krasilnikova. On fluorite in phosphorites	141
V. I. Muraviev and E. M. Kolesnikov. On the possibility of determining the time of dislocation formation by the absolute age of authigenous minerals	144

CRITIQUE and DISCUSSION

P. T. Tazhibaeva. On the genesis of Dzhezkazgan copper deposit	147
N. M. Strakhov. On some problems in the study of Dzhezkazgan deposit	150

Технический редактор *Е. И. Гришина*

Т-16187 Подписано к печати 12/XII-1963 г. Тираж 800 экз. Зак. 5924
Формат бумаги 70×108¹/₁₆ Бум. л. 4³/₄ Печ. л. 13,0+2 вкл. Уч.-изд. л. 15,0

2-я типография Издательства Академии наук СССР, Москва, Шубинский пер., 10

УДК 551.491.8 : 551.79 + 551.782.2 (262.8)

ПОРОВЫЕ ВОДЫ СОВРЕМЕННЫХ, ЧЕТВЕРТИЧНЫХ И ПЛИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОГО КАСПИЯ

З. В. ПУШКИНА

В статье на основании изучения 123 образцов поровых вод показаны изменения их химического состава, происходящие на протяжении длительного геологического времени, в близких по петрографическому составу отложениях. Большое влияние на изменение химического состава и солености поровых вод современных, четвертичных, верхне- и среднеплиоценовых отложений Южного Каспия оказывает ряд причин: первоначальный состав, самодиффузия ионов, процесс обмена катионами между поровым раствором и поглощающим комплексом глин, взаимосвязь поровых и пластовых вод, гидродинамический фактор.

I. ЗАДАЧИ, МЕТОДИКА И МАТЕРИАЛ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ

Изучение иловых и поровых вод морских отложений до сего времени проводилось на образцах, отбираемых из колонок в молодых по возрасту осадках, мощность которых лежит в пределах 10 м. Поровые воды более древних отложений, как правило, изучались на образцах, полученных из разрозненных морских скважин глубиной не более 60 м.

В настоящей работе впервые изучены изменения химического состава поровых вод на большом количестве образцов, отобранных из единой глубокой морской скважины в осадках разного возраста. Работа выполнена под руководством акад. Н. М. Страхова.

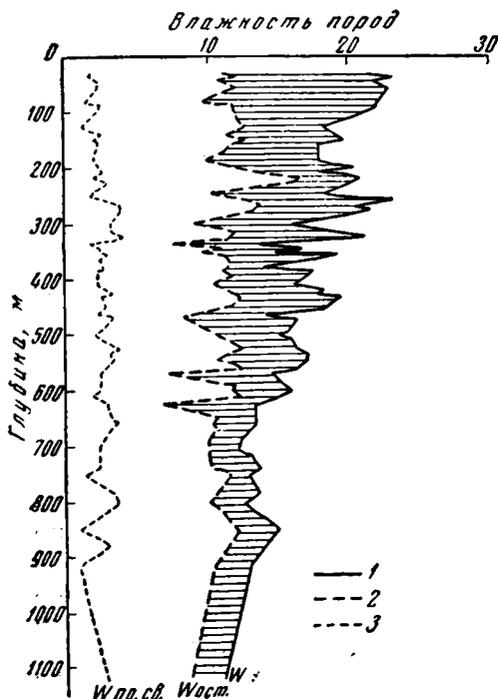
Объектом исследования являлись морские осадки Южного Каспия (Аляты-море). Керновый материал был получен из трех скважин: скв. 4а, пробуренная до глубины 1203 м, скв. 8а — до 93 м и 8в — до глубины 77 м. Стратиграфически изучаемая толща представлена новокаспийскими и древнекаспийскими, хвалынскими, хазарскими, бакинскими, апшеронскими (трех отделов), акчагыльскими и продуктивными отложениями (последние вскрыты неполностью). Петрографически разрез представлен довольно однообразной глинистой толщей с немногочисленными прослоями песков, количество которых с глубины 800 м увеличивается. В гранулометрическом составе, по данным Э. А. Дайдабековой (1963), преобладает глинистая фракция, нередко со значительным содержанием алевритовых частиц. По данным М. Б. Покидина и М. А. Ратеева, основными глинистыми минералами являются гидрослюда и минералы монтмориллонитовой группы; спорадически встречаются также сепиолит и палыгорскит.

Содержание органического углерода в исследуемых осадках невелико и на протяжении всего разреза колеблется от 0,2 до 0,6%. Лишь в единичных образцах оно повышается до 1—2%. Количество карбонатов (по CO_2) изменяется в широких пределах (от 5 до 25%).

По данным И. Г. Коробановой, естественная пористость осадков колеблется от 65 (илы) до 20% (глины на глубине 800 м); степень уплотненности (K_d) увеличивается от —1,13 (илы) до +1,48 (глины на глубине 850 м).

Поровые растворы отжимались в специальных пресс-формах по

методу, разработанному П. А. Крюковым (1947), при постепенно повышающемся давлении до 250 кг/см^2 , а в отдельных образцах (обр. 346, 359, 413) до 1000 кг/см^2 . В образцах пород, из которых отжимались поровые воды, была определена естественная и остаточная влажность



Фиг. 1. Содержание естественной влажности, остаточной влажности и прочно связанной воды (в %), скв. 4

1 — естественная влажность пород (до отжима) —
 W; 2 — влажность остаточная (после отжима) —
 W ост.; 3 — прочно связанная вода W пр. св.

лось потенциометром ЛП-58 со стеклянным микроэлектродом. Определение SO_4 производилось объемным методом по П. А. Крюкову (1959) при помощи водородного катионита марки СБСР. Са и Mg определялись трилонометрическим методом (Сочеванова, 1955), несколько измененным нами для целей микроанализа. Определение К и Na производилось на пламенном фотометре В. С. Симоновой и М. Г. Семеновой. Все растворы используемых в анализе реактивов готовились на бидистиллированной воде. Большинство определений выполнялось с повторностями.

II. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОВЫХ ВОД

Химический состав поровых вод многообразен и весьма динамичен. В данной работе изучено распределение ионов Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , K^+ , Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} в поровых водах осадков различного возраста.

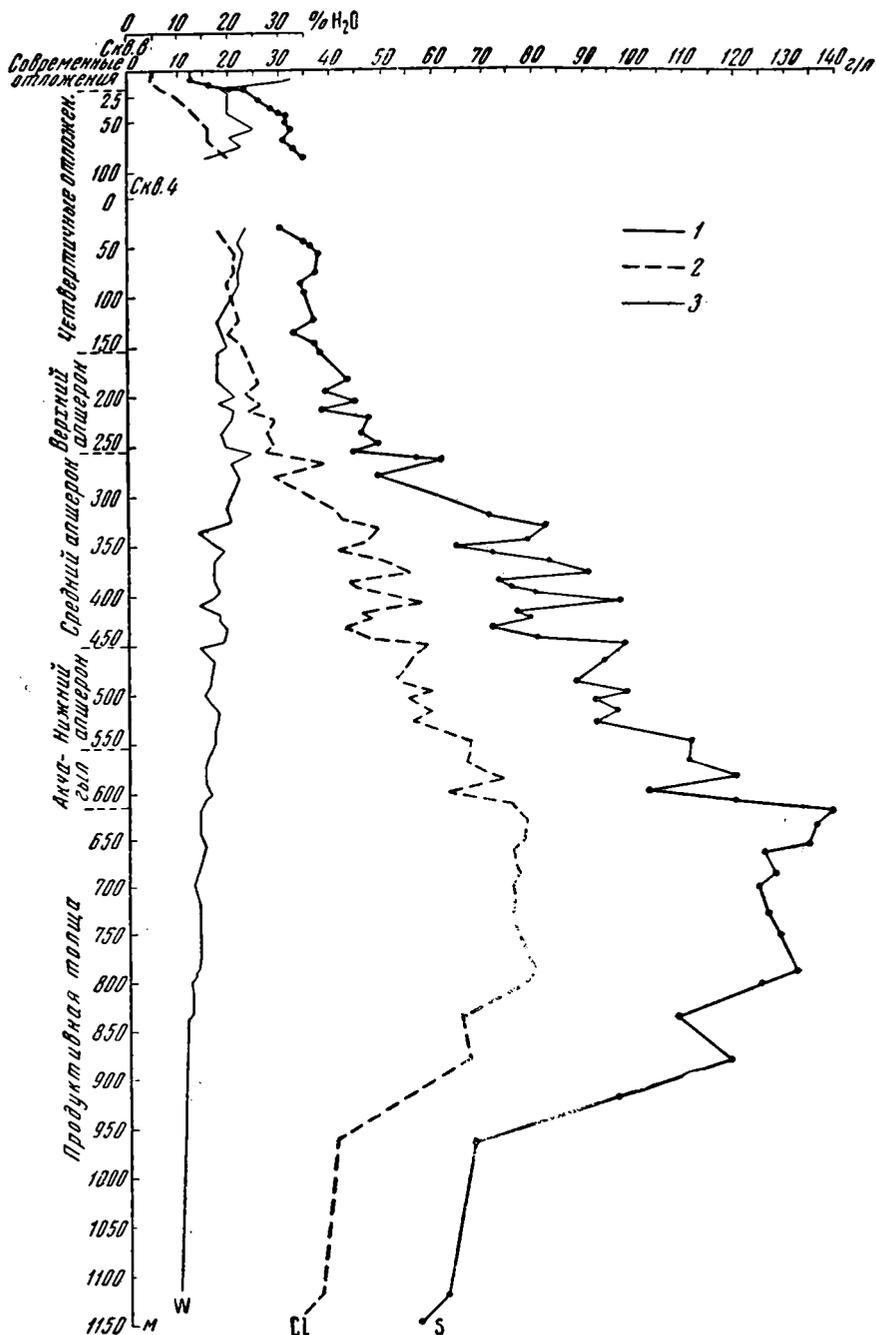
Сумма ионов, выраженная в граммах на литр, определяет минерализацию (или соленость) поровых растворов, которая в дальнейшем будет обозначаться S.

Соленость воды Каспия (в месте отбора образцов) равна $13,1 \text{ г/л}$. В поровой воде илов до глубины 3,0 м соленость практически та же, что и в воде Каспия.

(после отжима). Кроме того, была определена гигроскопическая влажность. Величина гигроскопической влажности, по данным Н. П. Затенацкой (1960) и др., соответствует величине прочно связанной воды, которую принято определять по теплоте смачивания.

Исходная естественная влажность ($W_{\text{ест}}$) исследуемых образцов (фиг. 1) изменяется от 45 до 11%. Количество прочно связанной воды невелико и колеблется от 1,5 до 3%. Как видно из фиг. 1, остаточная влажность ($W_{\text{ост}}$) в 3—5 раз выше содержания прочно связанной воды в породах. Таким образом, нами исследовались растворы наиболее подвижных форм поровых вод. «Нерастворяющийся объем» прочно связанной воды в условиях применяющегося для отжима давления не влиял на концентрацию поровых вод.

В связи с очень небольшим объемом полученной поровой воды (от 0,5 до 7,0 мл) для их анализа использовались объемные полумикро- и микрометоды. Определение рН производи-



Фиг. 2. Соленость и содержание хлора поровых растворов современных, четвертичных и плиоценовых отложений Южного Каспия (скв. 8а и 4) в г/л
 1 — соленость — S; 2 — хлор — Cl; 3 — естественная влажность пород — W

С глубины 3 м по мере перехода от молодых новокаспийских отложений к более древним верхнеплиоценовым, соленость поровых вод возрастает и на глубине 620 м достигает максимальной величины —

139 г/л, которая затем удерживается в интервале от 620 до 875 м в пределах продуктивной толщи. С 875 м и до конца разреза соленость порового раствора уменьшается и на глубине 1138 м (нижний из анализируемых образцов) составляет всего 58 г/л.

Таким образом, соленость поровых вод в современных и глубоко залегающих древних осадках (плиоценовых) меняется своеобразно: вначале она резко возрастает, затем падает.

Как видно из фиг. 2, нарастание солености в интервалах 3—620 м происходит не плавно и постепенно, а скачкообразно, с увеличениями и спадами между соседними образцами (в интервалах 2—10 м). На фиг. 3 изменения солености (S) сопоставлены с содержанием фракции $<0,01$ и $<0,001$, причем для сравнения были отобраны образцы, показавшие наиболее резкие изменения солености и хлорности. Оказалось (чаще всего), что соленость поровых вод выше в породах более легкого механического состава, характеризующихся меньшим содержанием глинистых и пелитовых частиц. Можно наметить как бы сглаженные линии (a) и (b). Первая (a), для которой характерна бóльшая соленость, связана чаще с более алевритовыми породами. Вторая (b), с меньшей соленостью, связана с более глинистыми породами. Таким образом, можно отметить, что скачкообразный характер изменения солености поровых вод контролируется чаще всего гранулометрическим составом вмещающих пород.

Очень важный факт вскрывается при сопоставлении минерализации поровых вод с изменением естественной влажности пород — прямой зависимости нет. Действительно, при уменьшении естественной влажности всего лишь с 20 до 15% (фиг. 2) соленость поровых растворов возрастает с 60,0 до 139,0 г/л — прирост солей происходит гораздо более быстрыми темпами, чем убыль растворителя.

С глубины 450 м естественная влажность осадков (W) почти не меняется, но соленость поровых растворов продолжает интенсивно увеличиваться. В табл. 1 показано содержание воды в образцах, взятых

Таблица 1

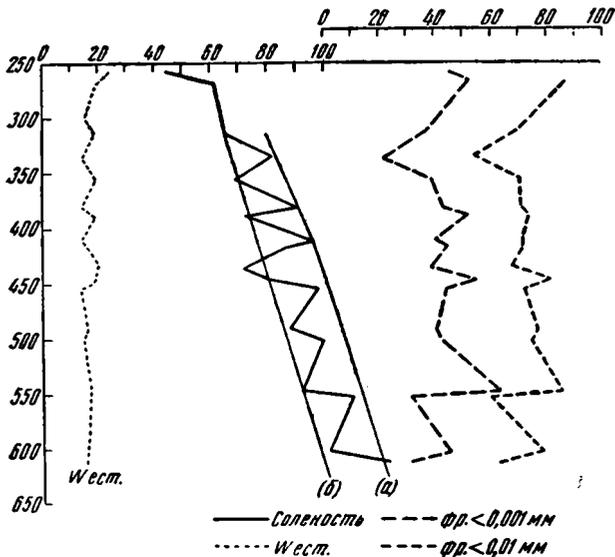
Соленость поровых вод и естественная влажность пород (скв. 4)

№ обр.	Глубина взятия образца, м	$W_{\text{ест.}} \%$	S , г/л	№ обр.	Глубина взятия образца, м	$W_{\text{ест.}} \%$	S , г/л
52	193—199	20,75	38,82	47	181—187	18,04	42,91
53	193—199	20,69	39,07	57	199—205	18,14	43,71
68	217—223	20,43	47,35	72	241—247	18,43	45,87
81	259—265	20,50	61,67	158	415—421	18,59	75,75
112	319—325	20,96	71,45	162	421—427	18,15	79,18
75	247—253	19,44	49,19	125	337—343	17,29	78,47
107	307—313	19,49	64,47	139	361—367	17,22	82,52
132	349—355	19,26	68,97	147	391—397	17,52	79,93
163	427—433	19,58	71,25	198	525—535	17,23	91,26
170	445—451	19,12	80,49				

с различных глубин, и соленость поровых растворов, отжатых из этих же образцов. Цифры показывают, что при одинаковой влажности осадочных пород соленость поровых растворов в них весьма различна. Корреляция между соленостью поровых вод и естественной влажностью пород отсутствует как на участке непрерывного нарастания солености (до глубины 875 м), так и на участке резкого падения концентрации порового раствора (875—1200 м).

На фоне увеличения общей солености происходят изменения в анионной и катионной частях поровых вод. Среди анионов Cl' резко пре-

обладает над $\text{SO}_4^{''}$ и особенно над HCO_3' . Изменения содержания хлора аналогичны изменению общей солености поровой воды (фиг. 2). До глубины 3,0 м количество Cl' в поровых водах и в воде Каспия одинаково. Ниже 3,0 м количество Cl возрастает, и к 620 м его содержание в поровой воде достигает максимальной величины — 2398,3 мг/экв/л (фиг. 2, 3, 4). Эта величина в 15,5 раза превышает его количество в

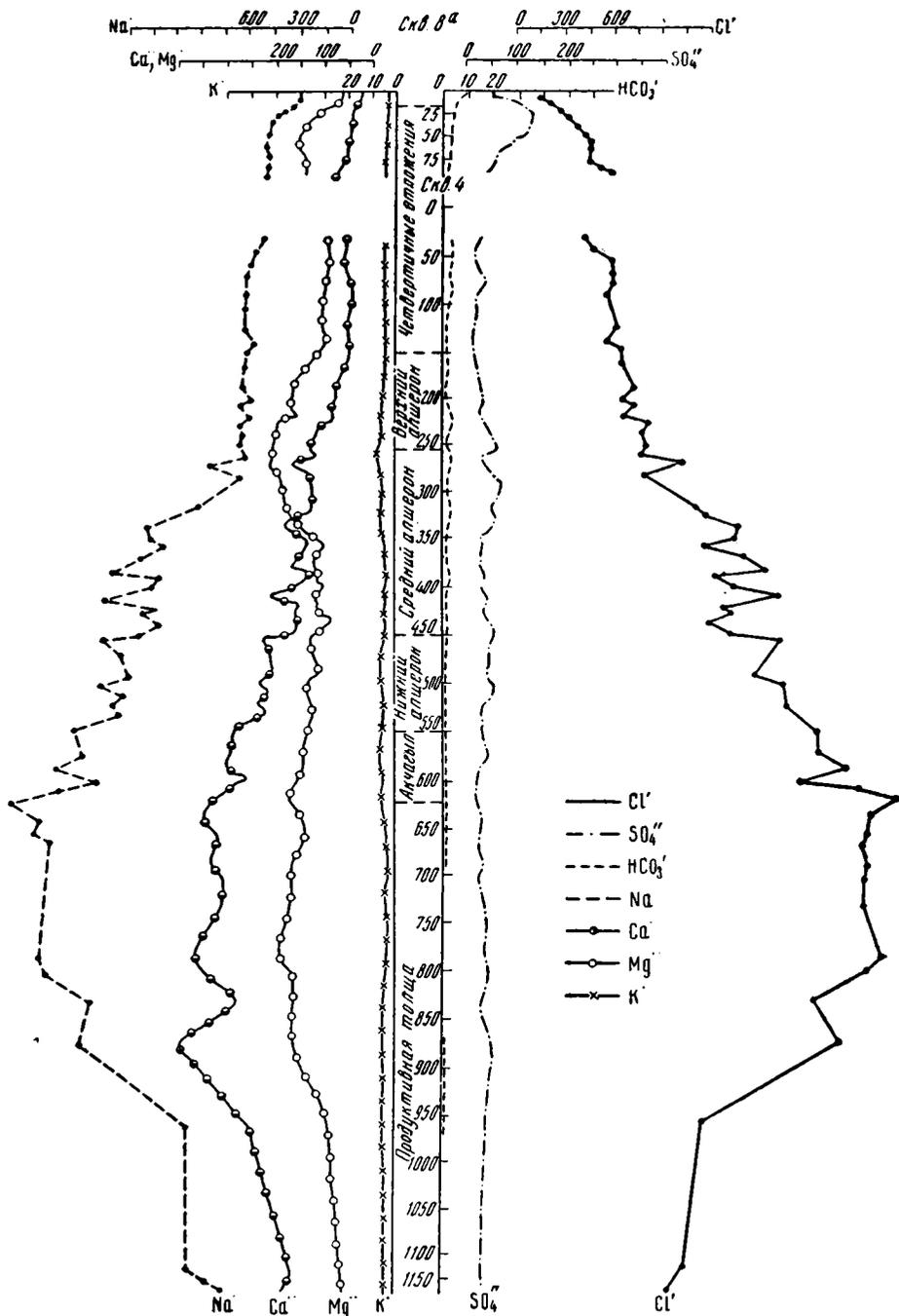


Фиг. 3. Соленость поровых вод, естественная влажность, содержание глинистой и пелитовой фракций вмещающих пород

воде Каспия и поровых водах современных осадков. В верхней части продуктивной толщи, в интервале глубин 616—875 м максимум Cl сохраняется. Начиная с глубины 875 м и до конца разреза происходит заметное уменьшение концентрации Cl в поровых водах — до 967,2 мг/экв/л (34 г/л). Как видно из фиг. 2 и 4, изменения количества хлора в поровых водах, как и изменения солености, происходят не плавно, а скачкообразно, с резкими увеличениями и уменьшениями. С глубины 875 м его концентрация в поровых водах резко уменьшается.

Следующий анион поровых вод — $\text{SO}_4^{''}$ — имеет отличный от хлора характер распределения по разрезу скважины. До глубины 3,0 м ион $\text{SO}_4^{''}$ в иловых водах, по сравнению с водой Каспия (60,97 мг/экв/л), содержится почти в том же количестве, составляя в среднем 58,0 мг/экв/л. Некоторое уменьшение его объясняется редукцией сульфатов в илах в процессе диагенеза.

С 3,0 до 9,0 м глубины количество сульфатного иона увеличивается до 88,4 мг/экв/л (скв. 8а). На глубине 27 м отмечено самое высокое содержание $\text{SO}_4^{''}$ в поровых водах изучаемого разреза — 146,0 мг/экв/л. Оно в 2,5 раза превышает его концентрацию в воде Каспия и в иловых водах (до 3 м). В дальнейшем увеличение глубины и возраста не влияет на концентрацию $\text{SO}_4^{''}$ в поровых водах. Начиная с глубины 87 м в скв. 8а, с 25 м в скв. 4 (отложения бакинского яруса) и до глубины 875 м количество $\text{SO}_4^{''}$ в поровых водах остается практически постоянным с отдельными мелкими колебаниями в пределах средней величины, которая равна 28 мг/экв/л. На участке интенсивного уменьшения



Фиг. 4. Химический состав поровых вод четвертичных и плиоценовых отложений Южного Каспия в мг/экв/л.

1 — Cl'; 2 — SO₄''; 3 — HCO₃'; 4 — Na; 5 — Ca; 6 — Mg; 7 — K.

солености поровых вод, с глубины 875 м, количество иона SO₄'' не уменьшается. На протяжении всей скважины, как показал специально поставленный опыт, концентрация сульфат-иона находится ниже предела растворимости гипса.

В поровых водах до глубины 3 м имеет место увеличение количества HCO_3' (с 3,5 до 8,7 мг/экв/л), которое происходит как за счет растворения CaCO_3 , так и за счет редукции сульфатов в процессе диагенеза. С глубины 3,0 м и до глубины 121 м количество HCO_3' постепенно уменьшается до величины 1,4 мг/экв/л. В поровых водах более древних отложений, до глубины 523 м, количество HCO_3' колеблется от 0,60 до 3,0 мг/экв/л, в среднем равняясь 1,5 мг/экв/л. Ниже 523 м и до конца разреза содержание HCO_3' изменяется в пределах от 0,39 до 0,96 мг/экв/л.

Характер кривой HCO_3' отличается от кривых SO_4'' и Cl' : после прироста концентрации HCO_3' в верхних трех метрах (илы) с глубиной она постепенно уменьшается. Последнее объясняется, по-видимому, выпадением карбонатов в осадок. Подобно анионам изменяются концентрации и соотношения между щелочными и щелочноземельными катионами (Na^+ , Ca^{++} , Mg^{++}). Исключение составляет калий (К), количество которого в поровых водах практически не изменяется на протяжении всего разреза, в среднем составляя 4—6 мг/экв/л. Среди катионов Na^+ значительно преобладает над другими катионами.

Увеличение концентрации Na^+ в поровых растворах идет почти параллельно с увеличением концентрации Cl' и происходит интенсивнее, чем увеличение количества щелочноземельных катионов. На глубине 616 м (обр. 240) в поровых водах из верхних слоев продуктивной толщи наблюдается максимальное количество натрия (1920 мг/экв/л) и хлора (2398,3 мг/экв/л). В интервале глубин от 616 до 875 м (максимум солености) количество натрия в поровых растворах колеблется от 1753,9 до 1711,4 мг/экв/л. На участке спада солености, с 875 м и до конца разреза, его содержание уменьшается вместе с уменьшением общей минерализации поровых вод.

Как видно на фиг. 4, изменения количества Na^+ происходят не плавно, а с резко выраженными спадами и увеличениями между соседними интервалами. Несмотря на почти параллельный характер изменений концентрации ионов Na^+ и Cl' в поровых водах, нарастание количества Na^+ несколько отстает от роста Cl' . К глубине 616 м содержание Na^+ в поровых водах увеличивается в 13,9 раза, а количество Cl' — в 15,5 раза. Отмеченное расхождение в скорости увеличения концентрации Na^+ и Cl' в поровых водах особенно заметно в интервале глубины 51—331 м. Так, отношение Na^+/Cl' по сравнению с водой Каспия, где оно равно 0,88, на этом участке понижается в среднем до 0,74. Это уменьшение количества Na^+ в поровых водах по сравнению с Cl' вызвано, по-видимому, участием Na^+ в физико-химических реакциях обмена с поглощающим комплексом пород.

Содержание Ca^{++} в воде Каспия значительно меньше Mg^{++} (17,25 и 62 мг/экв/л соответственно). В илах до глубины 3,0 м эти величины практически не изменяются. Лишь с глубины 3,0 м количество щелочноземельных катионов и их соотношение в поровых водах изменяются. Характер этих изменений у Ca^{++} и Mg^{++} различен. В поровых водах древнекаспийских, четвертичных, верхнеапшеронских отложений до глубины 259 м наблюдается постепенное увеличение как Ca^{++} , так и Mg^{++} , но увеличение концентрации Ca^{++} происходит быстрее роста содержания Mg^{++} . К 87 м количество Ca^{++} достигает величины 78 мг/экв/л, а Mg^{++} — 139 мг/экв/л, отношение $\text{Ca}^{++}/\text{Mg}^{++}$ увеличивается с 0,28 до 0,56 (скв. 8а). В интервале 87—259 м прирост содержания Ca^{++} в поровых водах увеличивается до 163 мг/экв/л, а Mg^{++} — до 215 мг/экв/л, при этом отношение катионов $\text{Ca}^{++}/\text{Mg}^{++}$ увеличивается до 0,78. Таким образом, количество Ca^{++} к глубине 259 м возрастает в 9,5 раза, а Mg^{++} — только

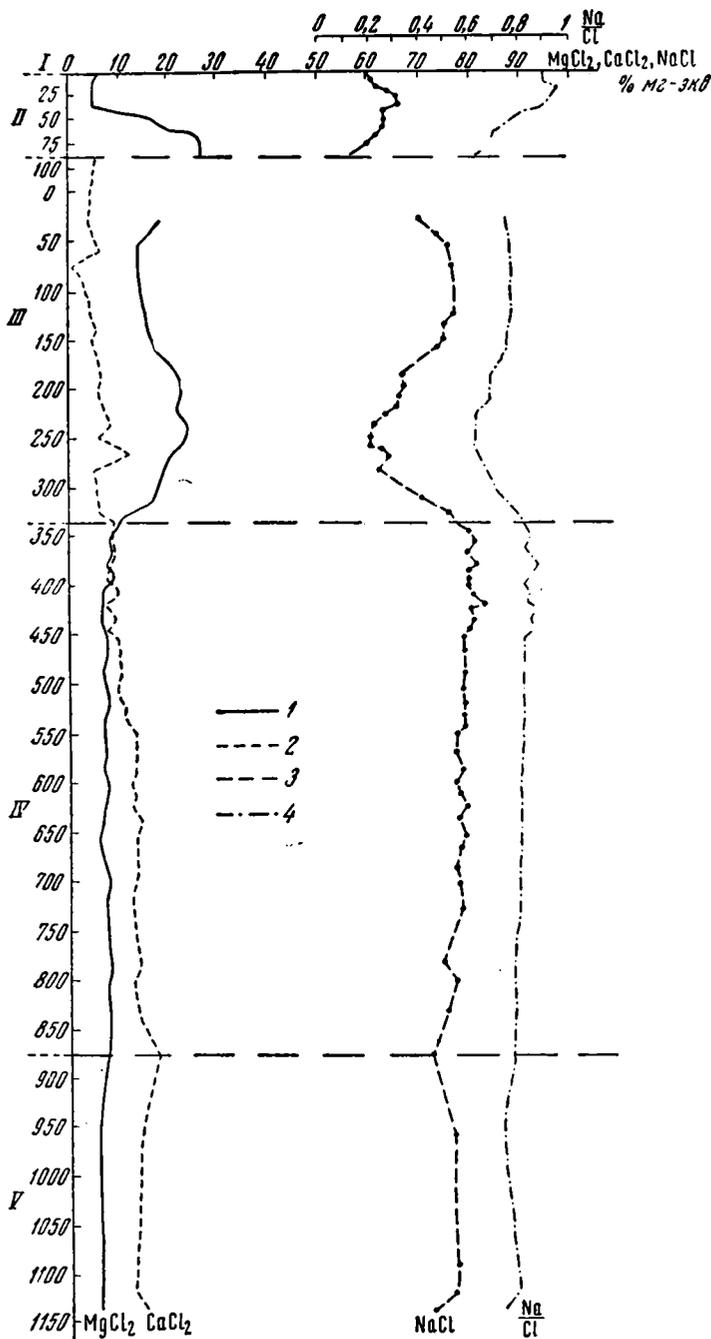
в 3,5 раза, т. е. увеличение концентрации Ca^{++} происходит в 2,5 раза быстрее, чем Mg^{++} . С глубины 259 м количество Ca в поровых водах нарастает еще более быстрыми темпами, а количество Mg начинает уменьшаться. На участке интенсивного уменьшения солености поровых вод (875—1200 м) количество и Ca и Mg также очень сильно уменьшается. Однако и здесь преобладание Ca над Mg сохраняется (196,7 и 64 мг/экв/л соответственно), а отношение Ca/Mg продолжает увеличиваться до 3,04. Иловые воды (до глубины 3,0 м) имеют ясную щелочную реакцию, но величина рН в некоторых образцах несколько ниже, чем в воде Каспия (8,25). Она колеблется в пределах 7,80—8,22. Ниже 3,0 м величина рН поровых вод приближается к нейтральной и колеблется от 6,50 до 7,50. Такое значение рН характерно для поровых вод осадков, залегающих до глубины 450 м. С глубины 450 м наблюдается дальнейшее весьма незначительное увеличение кислотности поровых вод. Величина рН здесь уже не превышает 6,8, а в отдельных образцах понижается до 6,1.

Данные Н. В. Тагеевой (1962), исследовавшей поровые воды современных, четвертичных и плиоценовых отложений Южного и Северного Каспия из неглубоких скважин, показывают тот же характер изменений в катионной и анионной частях порового раствора осадков различного возраста. Таким образом, наблюдаемые закономерности в изменении общей солености и содержания различных ионов в поровых водах осадков Каспия следует рассматривать как общее явление, типичное для этой группы природных вод. Изменение количества и соотношения ионов ведет к изменению химического типа поровых вод (фиг. 5).

Вода верхних 3 м подобна воде Каспия и относится к хлоридно-магниево-натриевому (Cl—Mg—Na) химическому типу. С глубины 3 до 87 м наблюдается быстрое обеднение поровых вод сернокислым магнием. Но химический тип поровой воды остается прежним. С глубины 87 м химический тип воды изменяется на хлоридно-кальциево-натриевый (Cl—Ca—Na). В составе порового раствора появляется CaCl_2 , содержание которого к глубине 331 м увеличивается с 55 до 258 мг/экв/л, а количество MgCl_2 уменьшается. Интервал глубин с 327 до 875 м характеризуется ростом общей минерализации, сохранением (Cl—Ca—Na) химического типа воды с преобладанием Ca над Mg и CaCl_2 над MgCl_2 . С глубины 875 м, несмотря на уменьшение общей солености поровых вод, химический тип воды остается прежним (Cl—Ca—Na) с преобладанием CaCl_2 над MgCl_2 .

Таким образом, процесс прямой метаморфизации поровых вод происходит очень постепенно, в течение длительного геологического времени и наблюдается до глубины 875 м. В результате воды морского хлоридно-натриево-магниевого типа преобразуются в хлоридно-натриево-кальциевый тип. Распределение рассеянных элементов в подземных водах, в частности в поровых растворах, изучено очень мало. Данные по количественному определению малых элементов в поровых водах нам не известны.

Количественное спектральное определение в 20 образцах поровых вод Cu , Pb , Bi и Ag (табл. 2) свидетельствует об относительно высоком содержании в них Bi , Pb и особенно Cu . В поровых водах более глубоко залегающих осадков количество этих элементов значительно увеличивается: Cu от 1,05 до 50,5 мг/л, Bi от 0,15 до 22,97 мг/л, Pb от 0,19 до 15,6 мг/л, Ag от 0,06 до 2,7 мг/л. С глубины 530 м содержание перечисленных элементов в поровых растворах вновь уменьшается. В последнем из анализируемых образцов, взятом с глубины 738 м, они обнаружены в следующих количествах (в мг/л): Cu — 25,1, Bi —



Фиг. 5. Солевой состав (NaCl , CaCl_2 , MgCl_2) поровых вод современных, четвертичных и плиоценовых отложений Южного Каспия.

1 — MgCl_2 ; 2 — CaCl_2 ; 3 — NaCl ; 4 — $\frac{\text{Na}}{\text{Cl}}$

10,7, Pб 8,8. Увеличение количества микроэлементов в поровых растворах происходит не плавно и постепенно, а, как и в случае основных ионов (Cl , Na , Ca , Mg), скачкообразно, со спадами и подъемами. Распределение этих элементов в поровых водах по колонке указывает на

их большую подвижность. Так, количество Cu к глубине 300 м увеличивается в 50 раз, Pb — в 75 раз, Bi — в 138 раз, Ag — в 50 раз по сравнению с количествами этих элементов на глубине 9 м.

В работах азербайджанских исследователей (Хацкевич, 1952 и др.) отмечается большое количество (до 5 баллов) Cu и Mn в подземных водах нефтеносных свит. А. В. Вистелиус (1950) указывает, что, чем выше степень минерализации буровых вод Азербайджана, тем больше они содержат меди. Исследования Н. В. Тагеевой (1962) показали увеличение содержания V , I , Br , Sr , Ba , Cu , Li , Mn и других элементов с увеличением возраста осадков.

Вышеизложенное позволяет сделать следующее предположение. В некоторых случаях при скоплении больших объемов высокоминерализованных поровых и пластовых вод (в подземных воронках, нишах и любых других резервуарах) изменение физико-химических условий может сопровождаться выпадением ряда малых элементов из раствора в осадок, с образованием повышенных концентраций этих элементов.

III. ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Изложенный выше фактический материал позволяет весь ход изменений химического состава поровых вод разделить на три четко выделяющиеся стадии.

Первая стадия (0—3 м) включает современные иловые отложения. На этом участке соленость и химический состав поровых вод не изменяются и тождественны составу и солености морской воды Каспия.

Основным процессом, происходящим в сильно обводненных морских илах (ранний диагенез), Н. М. Страхов (1956) считает биогенные процессы, обусловленные развитием микроорганизмов, разрушающих органическое вещество и редуцирующих SO_4 , Fe , Mn с выделением в ил CO_2 и других газов. В результате этих процессов происходит обогащение ила бикарбонатами и растворение или отложение карбонатов. Изменение состава морской воды в исследованных нами илах также указывает на биогенный характер процесса, типичного для стадии раннего диагенеза. Отмеченное увеличение в иловых водах бикарбонатного иона (HCO_3^-) связано с растворением карбонатов и редукцией сульфатов; уменьшение сульфатного иона (SO_4^{2-}) в иловых водах до глубины 3 м происходит под влиянием биохимических процессов, вызывающих редукцию иона SO_4^{2-} . Но все эти биогенные процессы в илах происходят слабо. Объясняется это в значительной степени бедностью илов (изученной скважины) органическим веществом, которое служит главным энергетическим материалом биогенных процессов. Кроме того, текучее, неуплотненное состояние илов, их высокая влажность вызывают обмен воды илов с водой моря, и возникающее между ними динамическое равновесие приводит к тому, что иловая вода до глубины 3 м постоянно в некоторой степени обновляется. По этой причине поровые воды не могут полностью передать активности изменений, связанных с диагенетическими процессами, и в химическом составе поровых вод они отражаются как бы в смягченной, завалулированной форме.

Вторая стадия (3—875 м) охватывает поровые воды отложений древнего Каспия, четвертичные отложения, средне-верхнеплиоценовые (продуктивная толща). Для нее характерно интенсивное осолонение поровых вод, сопровождающееся глубоким изменением солевого состава. Какие причины вызывают такое изменение солености и химического состава поровых вод на данной стадии?

Большинство исследователей объясняют изменения в химическом

Таблица 2

Содержание Cu, Ag, Pb, Bi в поровых водах четвертичных и верхнесреднеплиоценовых отложений Южного Каспия

№ обр.	Глубина, м	S, %	Cu		Ag		Pb		Bi	
			%	мг/л	%	мг/л	%	мг/л	%	мг/л
857	15—21	21,71	0,0034	0,7381	0,0018	0,3908	0,0011	0,2388	0,0018	0,3908
862	21—27	26,85	0,0045	1,2082	0,0022	0,5907	0,0022	0,5907	0,0032	0,8592
867	27—33	26,56	0,0052	1,3811	0,0005	1,4342	0,0002	0,0717	0,0003	0,0797
870	39—45	32,28	0,0470	15,1716	0,0015	0,4842	0,0022	0,7102	0,0025	0,8070
879	51—57	30,45	0,0330	10,0485	0,0028	0,8526	0,0025	0,7612	0,0045	1,3702
9	31—37	30,04	0,0035	1,0514	0,0002	0,0631	0,0006	0,1953	0,0005	0,1502
26	121—127	37,17	0,0042	1,5611	0,0008	0,2974	0,0007	0,2602	0,0008	0,2974
29	131—139	32,65	0,0055	1,7957	0,0007	0,2449	0,0014	0,4771	0,0023	0,7509
47	181—187	42,91	0,0130	5,5783	0,0017	0,7295	0,0058	2,4888	0,0048	2,0597
79	253—259	44,30	0,0057	2,5251	0,0002	0,1019	0,0003	0,1462	0,0004	0,1949
86	271—277	49,02	0,0040	1,9608	0,0003	0,1716	0,0005	0,2647	0,0006	0,3039
107	307—313	64,47	0,0370	23,8539	0,0019	1,2249	0,0067	4,3195	0,0048	3,0946
120	331—337	82,61	0,0220	18,1742	0,0007	0,1031	0,0004	0,3800	0,0007	0,6196
132	349—355	68,97	0,0530	36,5541	0,0019	1,3104	0,0065	4,4830	0,0180	12,4146
146	379—385	75,36	0,0140	10,5504	0,0022	1,6579	0,0035	2,6376	0,0080	6,0288
162	421—427	79,18	0,0240	19,0032	0,0025	1,9595	0,0080	6,3344	0,0165	13,0647
187	499—505	91,89	0,0550	50,5395	0,0029	2,6648	0,0170	15,6213	0,0250	22,9725
215	550—559	110,68	0,0310	34,3108	0,0025	2,7670	0,0130	14,3884	0,0067	7,4155
287	731—738	125,73	0,020	25,146	0,0026	3,2660	0,0070	8,8011	0,0085	10,6870
297	745—752	78—44	0,0036	2,8238	0,0005	0,4157	0,0017	1,3335	0,0007	0,5569

составе поровых вод постседиментационными процессами. Так, В. А. Сулин (1946), а в настоящее время М. Е. Альтовский (1958) основным фактором повышения концентрации подземных вод считают подземное испарение. Но, как было показано выше, увеличение солености порового раствора не зависит от изменения влажности пород. При одном и том же значении влажности осадков разного возраста степень солености их поровых вод изменяется в широких пределах (табл. 1, фиг. 2). При этом общая порозность осадков остается весьма однородной и колеблется в пределах 38—40%. По этим причинам подземное испарение не может быть основным фактором изменения степени минерализации поровых вод.

К. В. Филатовым (1956) формирование рассолов в депрессиях и наличие в них гидрохимической вертикальной зональности объясняются гравитационным перераспределением ионов. Согласно К. В. Филатову, ионы с разной ионной плотностью под влиянием сил гравитации дифференцированно распределяются в толще воды. Ионы, обладающие наибольшей ионной плотностью, опускаются в нижние слои вод. Гипотеза Филатова объясняет перераспределение в подземных водах только анионов и не касается катионов. По этой причине остается непонятным, почему катионы не обладают такой же способностью к дифференцированному гравитационному распределению. Между тем, как известно, катионы обладают более высокой ионной плотностью, чем анионы. Так, например, ионная плотность $Mg = 12,06$, $Ca = 8,1$, $Na = 5,87$, а Cl всего лишь 1,429. С этой точки зрения гравитационное распределение в подземных водах должно было бы наблюдаться прежде всего в отношении щелочноземельных катионов, чего в действительности нет.

Н. В. Тагеева (1962) причину увеличения минерализации поровых вод объясняет потерей молекул воды благодаря адсорбционному поглощению воды глинистыми минералами. В составе глинистых минералов нашей скважины преобладают гидрослюда. Такие глинистые минералы, как биотит и монтмориллонит, обладающие наибольшей способностью к набуханию, или отсутствуют (биотиты), или содержатся в небольшом количестве (монтмориллонит). Кроме того, и в этом случае увеличение минерализации поровых вод должно было бы сопровождаться соответственным убыванием влажности пород, чего нет.

Принимая во внимание современное состояние учения о структуре водных растворов электролитов, о движении молекул воды, движении ионов и изменении этого движения под влиянием давления, температуры, трудно себе представить, чтобы все это в масштабах геологического времени не оказывало серьезного влияния на формирование химического состава подземных вод, в том числе поровых вод. Остановимся на теории, которая, как нам кажется, наиболее перспективна для объяснения изменения химической природы поровых вод.

Опираясь на учение Бернала и Фаулера о структуре водных растворов электролитов и работы Френкеля о тепловом движении молекул, О. Я. Самойлов и Д. С. Соколов (1957) применили теорию трансляционного движения молекул в солевых водных растворах к объяснению явлений гидрохимической зональности артезианских вод. Сущность этой гипотезы состоит в следующем. Существующее в жидкостях тепловое движение частиц состоит, с одной стороны, из колебаний частиц около некоторых возможных положений равновесия, а с другой стороны, из скачкообразных перемещений из одного положения равновесия в соседнее. Длина, на которую при скачке перемещается частица, равна расстоянию между ближайшими частицами жидкости. Такое скачкообразное перемещение частиц жидкости названо трансляционным. Оно

соответствует самодиффузии частиц в жидкостях. Трансляционное перемещение ионов и молекул воды в тонком слое жидкости происходит по трем взаимноперпендикулярным направлениям. Но когда жидкость испытывает значительное вертикально направленное давление (сверху — вниз), характер трансляционных перескоков меняется. Как показали расчеты названных авторов, молекулы воды при перескоках от одного тетраэдра к другому начинают двигаться преимущественно вверх, ионы же Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , CO_3^{2-} , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ — преимущественно вниз. Иначе говоря, происходит как бы спонтанное осолонение нижних горизонтов относительно верхних.

Изложенная гипотеза была разработана О. Я. Самойловым и Д. С. Соколовым на примере свободных подземных вод. Но нам кажется, что ее с успехом можно приложить и к поровым водам изученной колонки. Дело в том, что исследованиями последних лет (П. Л. Антонов, 1954, Н. А. Окнина и В. А. Приклонский, 1957) доказана возможность диффузии даже в таких плотных глинах, как хвалынские. Опыт Н. П. Затенацкой (1963) по диффузии иона хлора в глинистых породах исследуемого разреза подтверждают полную возможность диффузионных процессов как в слабо уплотненных и сильно обводненных илах (скв. 8в до глубины 3 м), так и в сильно уплотненных ($Kd = 1,13$) значительно обезвоженных глинах.

Исследования А. А. Ананяна (1960) показали, что даже пленочная вода пород является в какой-то мере подвижной, а следовательно, в ней возможны диффузионные перемещения вещества. На основании этих данных можно считать, что законы перемещения солей в поровых водах могут быть близки к законам перемещения солей в застойных или в артезианских водах.

Наши поровые растворы вполне можно приравнять к этим группам подземных вод, и на этом основании к ним может быть применена трансляционная теория движения солей и все явления, связанные с процессами самодиффузии. На явления самодиффузии большое влияние, по-видимому, могут оказывать физические свойства пород — их влажность, содержание прочно связанной воды, пористость, степень уплотненности, гранулометрический состав пород и т. д.

Мы уже отмечали (фиг. 3), что соленость поровых вод выше в породах более алевритового состава. Отмеченная зависимость наблюдается особенно ясно с глубины 450 м, где ввиду низкой величины $W_{\text{ест}}$ движение ионов вниз происходит в условиях пониженного осмотического движения воды вверх. Таким образом, установленные ранее две сглаженные линии (а и б) нарастания солености являются результатом не только разного гранулометрического состава пород, а и различной скорости самодиффузии ионов. Первая (а), для которой характерно быстрое нарастание хлорности и солености, связана с алевритовыми породами. Вторая (б), где увеличение солености и хлорности происходит медленнее, связана с глинистыми породами.

На изменение скорости движения ионов и солености поровых вод оказывает также влияние слоистость пород, сопровождающаяся изменением их гранулометрического состава. Чередование слоев разного гранулометрического состава замедляет движение ионов, а у границы их соприкосновения образуется повышенная концентрация солей. Опыты Л. О. Карпачевского (1959) по изучению капиллярного подъема раствора NaCl в слоистой почве (песок, суглинок, песок) экспериментально показали замедление капиллярного подъема раствора в почве при чередовании слоев разного механического состава — на границах перехода от суглинка к песку в песчаном слое наблюдается повышен-

ная концентрация. Таким образом, отмеченное нами скачкообразное изменение солености и хлорности поровых растворов может быть связано со слоистостью пород и неоднородностью их гранулометрического состава. Скорость движения ионов при самодиффузии различна.

Как показано в работах О. Я. Самойлова и Д. С. Соколова (1957), ионы с отрицательной гидратацией (к ним относятся главным образом анионы) обладают большей дополнительной скоростью движения вниз. Величина этих скоростей у отдельных ионов различна и нарастает в ряду: $\text{HCO}_3^- < \text{SO}_4^{2-} < \text{Cl}^- < \text{Br}^- < \text{I}^-$. Общее количество катионов в нисходящих дополнительных потоках ионов эквивалентно количеству анионов. Катионы Mg^{2+} , Ca^{2+} , Na^+ обладают положительной гидратацией. Дополнительные скорости нисходящих потоков ионов с положительной гидратацией ниже и различаются меньше, чем в случае анионов. Тем не менее, принимая во внимание энергию активации скачка (ΔE) разных катионов, их можно поставить в следующий возрастающий ряд: $\text{Mg}^{2+} < \text{Ca}^{2+} < \text{Na}^+ < \text{Sr}^{2+} < \text{Ba}^{2+} < \text{K}^+$. Так как Na^+ и Cl^- движутся вниз быстрее Ca^{2+} , а последние быстрее, чем Mg^{2+} и SO_4^{2-} , то отсюда с неизбежностью следует, что поровые воды более глубоких горизонтов со временем превращаются в хлоридно-кальциево-натриевые. Что процесс течет именно так, явствует из табл. 3, где сопоставлены теоретические (расчетные) скорости ионов с реально наблюдаемыми изменениями интенсивности накопления ионов в изученных поровых растворах. Считать это совпадение случайным едва ли возможно. Мы считаем, напротив, что оно закономерно и указывает на реальное течение в природе процессов, допускаемых в гипотезе О. Я. Самойлова и Д. С. Соколова.

Таблица 3

Скорость движения ионов (по О. Я. Самойлову и Д. С. Соколову)		Интенсивность увеличения содержания ионов в поровом растворе изучаемого разреза	
катионы	анионы	катионы	анионы
$\text{Na}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+}$	$\text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{HCO}_3^-$	$\text{Na}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+}$	$\text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{HCO}_3^-$

Однако одним различием подвижности ионов трудно объяснить все многообразие изменений, наблюдающихся в составе поровых вод.

Кроме явлений диффузии, на изменение соотношения Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} в поровых водах оказывают влияние обменные реакции, возникающие между катионами поровых растворов и обменными основаниями твердой фазы.

В отличие от больших масс природных подземных вод поровые воды находятся в наиболее тесном контакте с осадками. Длительное взаимодействие породы и поровой воды содействует явлениям катионного обмена между жидкой и твердой фазами. Увеличение в поровой воде содержания натрия вследствие самодиффузии вызывает вытеснение обменного кальция и магния из поглощающего комплекса породы. Под влиянием обменных реакций количество кальция и магния в поровой воде увеличивается, а содержание натрия уменьшается. При очень высоком исходном содержании натрия в поровых водах его уменьшение в результате обменных реакций на абсолютных количествах практически не сказывается, но при этом рост Na отстает от роста Cl . Как видно из отношения Na/Cl (фиг. 4), наиболее интенсивно реакции обмена между поровым раствором и обменными основаниями породы происходят до глубины 327 м в интервале солености от 30 до 71 г/л, что

подтверждается и исследованиями И. Л. Нестеровой, изучавшей состав обменных катионов данного разреза. Содержание Na здесь увеличивается с 349,0 до 943 мг/экв/л. При дальнейшем увеличении минерализации порового раствора роль обменных реакций уменьшается.

Кроме обменных реакций, на состав поровых вод могут оказывать влияние процессы минералообразования. Как известно, на стадиях диагенеза и катагенеза в морских осадках происходит новообразование минералов (Страхов, 1956). По мнению О. В. Шишкиной (1959) и Н. В. Тагеевой (1962), этот процесс совершается при непосредственном участии поровой воды. Частичное уменьшение магния в поровом растворе можно объяснить извлечением его из поровой воды в процессе образования аутигенных глинистых минералов. По данным М. В. Покидина (Ратеев и др., 1963), электронная микроскопия отмечает появление магнийсиликатов (сепиолит, палыгорскит) с глубины 259 м.

Таким образом, главной причиной, влияющей на изменение солесности поровых вод в интервале глубин 3—875 м (вторая стадия), следует считать самодиффузию ионов. Текучее, сильно обводненное состояние илов (до глубины 3 м), обмен воды илов с водой моря делают эти осадки постоянным источником новых порций ионов, передвигающихся вниз по порам и поровым водам, вызывая изменения их химического типа и прочих свойств.

Третья стадия. Отложения продуктивной толщи в интервале глубин 875—1200 м, в противоположность предыдущей стадии, характеризуются процессом распреснения поровых вод.

Для того, чтобы понять причину этого явления, нужно остановиться на характере взаимодействия поровых и пластовых вод.

На большую роль поровых растворов в формировании химического состава водоносных горизонтов указывал В. И. Вернадский (1933). По его мнению, малоподвижные воды в водоупорных толщах могут влиять и даже определять состав подвижных вод водоносных горизонтов. Химический состав поровых и пластовых вод может быть как сходным, так и различным. Оба случая имеют место у нас. Сравнение (ранее опубликованных) результатов химических анализов пластовых и поровых вод изучаемой скважины (1963) обнаруживает большое сходство их состава до глубины 875 м. Как те, так и другие принадлежат к хлоридно-кальциево-натриевому типу. Однако минерализация поровых вод в 2,5 раза выше минерализации пластовых (соответственно 132 и 58 г/л). Совсем другой характер имеет соотношение между поровыми и пластовыми водами с глубины 875 м. С этой глубины солесность поровой воды уменьшается до 58 г/л, но химический тип воды продолжает оставаться прежним (Cl—Ca—Na). Результаты химического анализа воды пропластков и пробы пластовой воды (1963) указывают на значительное опреснение (22 г/л) и на принадлежность этих вод к другому химическому типу, а именно к сульфатно-натриевому.

Материалы «Азнефть» указывают на почти повсеместное залегание высоконапорных пластовых вод, приуроченных к нижним отделам продуктивной толщи, и на значительное превышение пластовых давлений продуктивной толщи над таковыми апшеронского яруса. Замеры показали, что пластовое давление нередко превышает гидростатическое на 60—70 атм. Эта разница в давлениях с глубиной увеличивается.

Суточные дебиты вод из продуктивной толщи также превышают дебиты воды вышележащих отложений. Это указывает на активный подток снизу подземных вод и на промывание ими нижней части продуктивной толщи. С глубины 875 м поровые воды рассолоняются.

Таким образом, основным фактором, влияющим на рассолонение поровых вод на участке с 875 до 1200 м, является гидродинамический

фактор, создающий условия, при которых слабо минерализованные сульфатно-натриевые воды оказывают большое влияние на опреснение поровых вод глинистых слоев.

Изложенный материал, характеризующий некоторые стороны метаморфизма поровых вод, свидетельствует о большом многообразии и сложности физических и физико-химических процессов, непрерывно происходящих на протяжении длительного геологического времени между захороненной при седиментогенезе морской водой, илами и породами. Изучение этих процессов и вызываемых ими изменений позволит лучше понять многие процессы, связанные с осадкообразованием, и перейти от гипотез к строго научному количественному объяснению сути совершающихся процессов.

ЛИТЕРАТУРА

- Альтовский М. Е. Основные проблемы формирования подземных вод. Тр. II Узбекстанск. гидрогеол. совещ., 1958.
- Ананян А. А. Фазовые переходы воды и электропроводность в замерзающих и мерзлых горных породах. Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. М., 1960.
- Антонов П. Л. О диффузионной проницаемости некоторых глинистых пород. Тр. Всес. н.-и. геол. разв. ин-та, вып. 2., Гостехиздат, 1954.
- Бруевич С. В. Некоторые методы химического исследования грунтов и грунтовых растворов моря. Гидрометеоздат, 1944.
- Вернадский В. И. История минералов земной коры, т. I, вып. 1, 1933.
- Вистелиус А. Б. К вопросу о связи между содержанием Си в буровых водах Азербайджана и степенью их минерализации. Докл. АН АзССР, т. 6, № 1, 1950.
- Дайдбекова Э. А. и др. Гранулометрические типы и аллотипенная минералогия средне-верхнеплиоценовых отложений Нижнекуруинской впадины. Тр. геол. ин-та АН СССР, вып. 115, 1963.
- Затенацкая Н. П. К вопросу о связанной воде в глинистых породах. Докл. АН СССР, т. 135, № 4, 1960.
- Затенацкая Н. П. Экспериментальные данные по диффузии солей в глинистых породах Бакинского архипелага. Тр. геол. ин-та АН СССР, вып. 115, 1963.
- Крюков П. А. Методы выделения почвенных растворов. Совр. методы исследований физико-химич. свойств почв, т. 4, вып. 2, Изд-во АН СССР, 1947.
- Крюков П. А. Определение суммы анионов сильных кислот с применением катионитов. В кн.: Совр. методы химич. анализа природной воды. Изд-во АН СССР, 1955.
- Карпачевский Л. О. О капиллярном подъеме раствора NaCl в слоистой почве. Почвоведение, № 3, 1959.
- Окнина Н. А. и Приклонский В. А. Диффузионное выщелачивание глинистых пород и его влияние на их физико-химические свойства. В кн. Растворение и выщелачивание горных пород, 1957.
- Пушкина З. В. Содержание хлора и соленость поровых растворов четвертичных и плиоценовых отложений Южного Каспия. Докл. АН СССР, 148, № 2, 1963.
- Ратеев М. А., Покидин М. В., Хейров М. Б. Глинистые минералы, их распределение и генезис в разрезе скважин 4 и 8. Тр. геол. ин-та АН СССР, вып. 115, 1963.
- Самойлов О. Я. и Соколов Д. С. О возможных причинах вертикальной гидрохимической зональности артезианских вод. Изд-во АН СССР, № 3, 1957.
- Сочеванова М. М. Опыт применения трилона Б при анализе минерального сырья. Химические и физико-химические методы анализа минерального сырья. Гостехиздат, 1955.
- Страхов Н. М. К познанию диагенеза. Вопросы минералогии осадочных образований. Львовский гос. ун-т им. Ивана Франко, 1956.
- Сулин В. А. Воды нефтяных месторождений в системе природных вод. Гостехиздат, М.—Л., 1946.
- Тареева Н. В. и Тихомирова Н. М. Геохимия поровых вод при диагенезе морских осадков. Изд-во АН СССР, 1962.
- Филатов К. В. Гравитационная гипотеза формирования химического состава природных вод. Изд-во АН СССР, М., 1956.
- Шишкина О. В. Метаморфизация химического состава иловых вод Черного моря. К познанию диагенеза. Сб. статей. Изд-во АН СССР, 1959.
- Хацкевич Н. Н. Гидрохимическое исследование вод нефтеносных скважин Азербайджана. Отчет по теме № 8 Азерб. н.-и. ин-та по добыче нефти, 1955.

УДК 550.42 : 551.735.2 (571.56)

ГЕОХИМИЯ УГЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОЙ ЯКУТИИ

А. А. КОРДИКОВ

Автор исследует распределение малых элементов в песчаниках, алевролитах и аргиллитах разных свит юрской угленосной толщи Южной Якутии и показывает особенности геохимии этих толщ. В статье рассматривается генезис карбонатных линз, подчиненных угленосной толще.

1. ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ УГЛЕНОСНОЙ ТОЛЩИ

Обширная площадь мезозойских угленосных отложений расположена в южной части Якутской АССР между р. Олёкма на западе и р. Учур на востоке. Южной границей площади служит хребет Становой, а на севере хребты Западные Янги и Алдано-Учурский. В широтном направлении она простирается на 750 км, а по меридиану от 60 до 150 км. В пределах указанной территории с общей площадью свыше 100 000 км² угленосные отложения не имеют сплошного распространения и распадаются на ряд изолированных угленосных районов. Наиболее крупный и разведанный из них получил название Алдано-Чульманского угленосного района. Кроме того, выделяют Тунгурчинский, Гонамский и Токинский угленосные районы.

Угленосные осадки Алдано-Чульманского района отлагались в краевом прогибе на южной окраине Алданского щита. В течение длительного периода, с начала нижней юры и по нижний мел включительно, медленное прогибание обширной предгорной равнины компенсировалось накоплением почти 3-километровой толщи терригенных песчано-глинистых осадков.

Нижние слои угленосной толщи, получившие название юхтинской свиты и условно относимые к нижней юре, представляют собой неравномерное переслаивание песчаников различной крупности зерна, алевролитов и аргиллитов, причем первые из них резко преобладают (70%) над остальными. Юхтинская свита заметно отличается от всей вышележащей угленосной толщи плохой сортировкой обломочного материала песчаников, наличием крупнообломочных пород — гравелитов, отдельных прослоев конгломератов, отсутствием пластов углей рабочей мощности. Господство песчаников придает свите светло-серую окраску, спорадически нарушаемую маломощными пачками темно-серых алевролитов или черных аргиллитов. Для песчаников характерна точечная ржаво-бурая пятнистость, вызванная окислением в породе мелких вкраплений сидерита, отчасти пирита, превращенных в лимонит.

Среди породообразующих минералов в гравелитах, песчаниках и алевролитах преобладают кварц и обломки кварцитовидных пород; в подчиненном количестве присутствуют кислые плагиоклазы, ортоклаз и микроклин. Из темноцветных часто встречается биотит, реже хлорит.

Рудные минералы представлены магнетитом, ильменитом. Гравелитам и песчаникам присуще незначительное количество серицита, кальцита и сидерита, цементирующих обломочный материал. В алевролитах и особенно в аргиллитах роль серицита резко возрастает.

Следующая, дурайская свита, относимая по флоре к средней юре, характеризуется аркозовым составом песчаников и преобладанием их в разрезе (80%), хорошей сортировкой обломочного материала, тонкозернистым обликом пород и наличием пластов углей рабочей мощности. Как и в юхтинской свите, господствующие песчаники придают свите светлую окраску. В них наибольшим распространением пользуются калиевые полевые шпаты. Плаггиоклазы резко подчинены или совсем отсутствуют. В породах дурайской свиты, как и всей толщи, наблюдается интенсивное аутигенное минералообразование. Полевые шпаты часто замещаются мелкочешуйчатым серицитом и кальцитом, причем оба минерала встречаются одновременно либо появляются раздельно. Биотит обычно замещается хлоритом или тонкодисперсным сидеритом. Цемент песчано-алевритовых пород серицитовый, иногда карбонатный. Минералогический состав алевролитов аналогичен составу песчаников, только в них наблюдается возрастание роли слюдистых и хлоритовых компонентов. Аргиллиты темно-серые или почти черные, тонкослоистые, но чаще массивные, сложены преимущественно пелитовым материалом серицит-кварцевого состава. В них имеется примесь угольного детрита и тонкодисперсного пирита.

Горкитская свита верхнеюрского возраста представляет многократное переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов; большую часть свиты составляют хорошо отсортированные среднезернистые песчаники. Структура их псаммитовая, текстура массивная или тонкослоистая, причем у последней разности слоистость вызвана чередованием слоев с различной крупностью зерен либо различной концентрацией темноцветных — биотита или углистого детрита. Терригенный материал, как обычно для пород всей толщи, представлен угловатыми, в заметной степени корродированными обломками различных минералов и осадочных пород. Кроме кварца, полевых шпатов и незначительного количества слюд и хлорита (2—3%), в нем впервые появляются средние плаггиоклазы, роль которых выше по разрезу заметно возрастает. Из аксессуарных минералов наибольшее значение имеют сфен, гранат и эпидот. Диагенетические процессы в песчаниках горкитской свиты проявились весьма ярко. Так, по полевым шпатам развиваются серицит, кальцит, эпидот, иногда хлорит. По биотиту образуются бледно-зеленые хлориты. Сравнительно часто наблюдается регенерация кварца. Алевролиты и аргиллиты аналогичны подобным же породам двух первых свит. В них весьма существенную роль играют мелкочешуйчатые биотит и хлорит.

Последний член угленосной толщи — холодниканская свита, мощность, границы и угленосность которой достаточно не выявлены, имеет ограниченное развитие на водоразделе левых притоков рек Чульман, Нерюнгра и Нерюнгрикан. Нижнюю границу ее проводят по кровле пласта Мощный, относимого в данное время к горкитской свите. Верхняя граница свиты пока неизвестна, так как перекрывающие ее породы отсутствуют. По разрезу свиты отмечаются отдельные редкие углепроявления и пласты угля мощностью 1,2—1,8 м. Свита отличается от нижележащих пород общим погрубением и плохой сортировкой обломочного материала. В пределах даже небольшого куска керна наблюдается быстрый переход от грубозернистых песчаников к гравелитам. По нашим микроскопическим наблюдениям холодниканскую свиту

можно разделить на три пачки. Нижняя из них представлена мелкозернистыми, хорошо отсортированными песчаниками горкитского облика с обычными для всей толщи аутигенными минералами. Выше залегает довольно значительная по мощности пачка зеленых, плохо отсортированных пород — от среднезернистых песчаников до гравелитов включительно. В них исчезают слюды и сидерит; появляются пирит и марказит, что указывает на повышение интенсивности процессов восстановления на этапе раннего диагенеза. Среди аллотигенных минералов в породах появляется зеленая роговая обманка — новый компонент, встречавшийся ранее только изредка и в ничтожном количестве. Последняя, самая верхняя пачка представлена песчаниками горкитского типа, заметно обогащенными эпидотом, цоизитом, хлоритом и сфеном.

Рассматривая литологический состав угленосной толщи в целом, следует отметить прежде всего однообразие в наборе пород. По существу, в ней развиты только песчаники, алевролиты и аргиллиты, причем на долю первых приходится 80% разреза. Гравелиты и конгломераты встречаются в разрезе сравнительно редко и никогда не играют роли базальных образований, исключая, может быть, небольшую пачку грубообломочных пород мощностью всего 7 м, лежащих в основании толщи, т. е. в низах юхтинской свиты. Характерна быстрая фациальная изменчивость, что, как известно, присуще континентальным образованиям. Породы юхтинской свиты характеризуются плохой сортировкой и повышенным содержанием грубообломочного полимиктового материала. Дурайская и горкитская свиты отличаются хорошей сортировкой и аркозовым составом обломочного материала. Наконец, в холодниканской свите снова наблюдается плохая сортировка, погрубение обломочного материала и увеличение полимиктовости пород. По этим признакам она в значительной степени повторяет юхтинскую свиту. Изменчивость сортировки и полимиктовости обломочного материала угленосной толщи находится, как показано ниже, в прямой зависимости от палеогеографических условий в период накопления осадков толщи.

Как известно, юрская осадочная толща Южн. Якутии характеризуется весьма значительной угленосностью. Во всех частях разреза имеются пласты каменных углей, но размещение их по свитам крайне неравномерно.

В юхтинской свите количество пластов и суммарная их мощность минимальные, в дурайской угленосность резко возрастает, а затем снова падает почти до прежнего уровня. Эти изменения углеобразования сочетаются с неравномерным развитием флоры, если судить по количеству видовых представителей, произраставших в регионе в эпоху накопления осадков. Так, З. П. Просвирякова, детально изучавшая флору угленосной толщи Алдано-Чульманского района, для юхтинской свиты установила 14 видов растений, для дурайской (вместе с частью чульманской свиты) — 74, для горкитской (вместе с нерюнгриканской) ¹ — 45, в холодниканской — 7 видов (Мокринский и др., 1961).

¹ Чульманская и нерюнгриканская свиты выделялись ранее (Мокринский и др., 1961), помимо указанных нами.

Таблица 1

Число и суммарная мощность пластов угленосной толщи Алдано-Чульманского района

Свита	Возраст	Число пластов	Суммарный пласт, м
Горкитская	I ₃	4	2,4
Дурайская	I ₂	22	3,8
Юхтинская	I ₁ (?)	2	0,5

Таким образом, и углеобразование и флора наиболее пышно расцветают в эпоху образования дурайской свиты, что, видимо, указывает на климатический оптимум в средней юре.

В составе угленосной толщи с достаточной уверенностью можно выделить три наиболее распространенных фации: речную, озерную и болотную. Т. А. Ишина, кроме того, выделяет еще шесть и две под знаком вопроса (Мокринский и др., 1961), но встречаются они крайне редко и в незначительном объеме.

Отложения речной фации имеют в разрезе толщи главенствующее значение; они представлены главным образом косослоистыми мелкозернистыми песчаниками, спорадически переходящими в среднезернистые разности. Сортировка обломочного материала в них хорошая, за исключением редких случаев появления маломощных прослоев галечников. Пачки песчаников до 30 м мощности, преимущественно косослоистые или косоволнистые, перемежаются с пачками массивных разностей без следов слоистости. К песчаникам тесно примыкают в фациальном отношении пачки переслаивания алевролитов, аргиллитов и подчиненных им песчаников. Некоторые исследователи пачки переслаивания тонкообломочных пород относят к пойменным образованиям.

Озерные осадки представлены в угленосной толще широким гранулометрическим спектром пород, начиная от мелкозернистых песчаников и до аргиллитов включительно. По своим текстурным признакам они заметно отличаются от пород речной фации тонкой горизонтальной слоистостью, что, по общепризнанному мнению, характеризует спокойную гидродинамическую обстановку водоемов озерного или лагунного типа. В породах подобного облика были обнаружены остатки пресноводных пелеципод *Ferganoposcha*, но они крайне редки и насчитываются единичными экземплярами. Правда, в последнее время Б. Н. Налуцишин во время полевых исследований в бассейне р. Чульман обнаружил маломощную пачку тонкозернистых пород протяженностью 100 м, переполненную фауной. Однако эта находка, как и все более ранние, картины не меняет. Невольно возникает вопрос: чем объяснить почти полное отсутствие остатков ископаемой фауны, тогда как флора и растительный детрит в осадках толщи встречаются в изобилии? Казалось бы, все благоприятствовало пышному развитию животной жизни: теплый, почти субтропический климат; полная опресненность водоемов, их незначительные размеры и глубина, создающие хорошую аэрацию; наконец, отсутствие загрязняющих примесей в воде, как-то: терригенной пелитовой взвеси, продуктов вулканических извержений в виде пеплов. И все же мы почти не находим следов животных организмов.

Ниже при рассмотрении распределения высоких концентраций карбонатов в породах угленосной толщи мы приведем соображения по этому поводу.

Фация болот, занимающая в угленосной толще не более 10% объема, представлена темно-серыми, неслоистыми алевролитами, почти черными аргиллитами, углистыми алевролитами и углями. Первым двум типам пород присуща высокая концентрация растительных остатков в виде отпечатков листьев, корней, стеблей и семян, что, собственно, и позволяет отнести вмещающие их породы к фации болот. Углистые алевролиты и аргиллиты, часто встречаемые в углях или около них, образовались в болотах, где, наряду с высокой концентрацией растительного материала, был значительный привнос тонкодисперсных взвесей — кварца, полевых шпатов и слюд.

2. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ Fe, Mn, P И НЕКОТОРЫХ МАЛЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В УГЛЕНОСНОЙ ТОЛЩЕ

Исходным материалом для геохимических исследований послужил керн (около 40) скважин, пробуренных Южно-Якутской комплексной экспедицией под руководством И. С. Бредихина. В 1960 г. автор принял участие в полевых исследованиях, а затем в 1961 и 1962 гг. провел камеральную обработку обширной коллекции пород (сборы Б. Н. Налуцишина и В. П. Ли) угленосной толщи Алдано-Чульманского угленосного района. Кроме обычного микроскопического изучения пород, выполненного лично автором, были сделаны значительные по объему исследования геохимического направления (аналитики лаборатории Научно-исследовательского института геологии Арктики).

Геохимические исследования проведены нами по схеме Н. М. Страхова, опубликованной в одной из его последних монографий (Страхов и др., 1959). Железо, марганец и фосфор определяли методом рационального анализа, органический углерод — при помощи мокрого сжигания, карбонатность пород — методом вытяжки 2%-ной HCl и определением CO₂ в аппарате Кюпа — Фрезениуса, редкие и рассеянные элементы — полуколичественным спектральным анализом. Все виды анализов делались на образцах трех наиболее распространенных в угленосной толще Южн. Якутии петрографических типах пород песчаников, алевролитов и аргиллитов; гравелиты, брекчии и туфогенные образования не принимали во внимание вследствие их ничтожного распространения. Исходные пробы весом 600—800 г, отобранные из керна скважин наиболее изученных угольных месторождений (Налда, Кабакта и др.) района, подвергали на первом этапе дроблению на щековой дробилке до крупности зерна в 1 мм. После этого производили многократное сокращение пробы по методу кольца и конуса. Сокращенную до нужного объема пробу дробили на виброистирателе до крупности зерна около 0,01 мм. Для некоторых проб, в частности песчаников, окончательное истирание производили в механизированной яшмовой ступке, так как в отдельных случаях при обработке проб на виброистирателе в них попадала железная стружка и потому они браковались. В мягких породах, например аргиллитах, загрязнение проб при использовании виброистирателя не наблюдалось.

В табл. 2 приведены данные о распределении валовых содержаний элементов в четырех свитах угленосной толщи Алдано-Чульманского района Южн. Якутии.

Как видно из нее, в одних случаях максимальное содержание элемента приурочено к наиболее тонким породам — аргиллитам, в других, наоборот, к наиболее грубым — песчаникам. Часто наибольшие концентрации элементов наблюдаются в алевролитах. Наконец, отмечен и третий тип распределения: концентрация элементов постепенно нарастает по мере повышения степени дисперсности обломочного материала породы — от песчаников к аргиллитам; в частности, в самой нижней, юхтинской свите 8 из 13 элементов имеют наибольшую концентрацию в алевролитах, 2 элемента (Mn и P) — в песчаниках и алевролитах одновременно, четыре элемента (Fe, V, Ga, Pb) — в аргиллитах. Из этого можно заключить, что главной особенностью распределения элементов в породах юхтинской свиты является отсутствие какой-либо связи между содержанием элементов и гранулометрией породы. Как известно, такой тип распределения элементов в ряду песчаник — алевролит — аргиллит получил наименование пестрого (Страхов и др. 1959; Страхов, 1960). Аналогичная картина наблюдается в озерных отложе-

Таблица 2

Средние содержания элементов в породах угленосной толщи Алдано-Чульманского района Южн. Якутии, %

Свита и порода	Fe _{вал}	Mn	P	V	Cr	Cu	Ni	Co	Ba	Sr	Ga	Pb	Zn	Количество анализов
				10 ⁻⁴ %										
Холодниканская														
песчаники	3,28	0,07	0,06	10,0	8,0	3,50	2,40	<1,0	50,0	22,0	1,0	0,80	—	15
алевролиты	4,12	0,05	0,07	11,0	8,0	5,70	3,0	<1,0	41,0	30,0	1,0	1,30	—	6
аргиллиты	5,33	0,05	0,14	10,0	8,0	5,0	2,0	<1,0	60,0	18,0	1,80	1,80	—	2
среднее по свите	4,25	0,06	0,09	10,30	8,0	4,70	2,50	<1,0	50,0	23,0	1,30	1,30	—	23
Горкитская														
песчаники	1,75	0,05	0,03	8,70	4,30	1,70	1,80	0,30	94,0	24,0	4,0	2,10	0,90	80
алевролиты	2,68	0,05	0,04	10,0	16,0	2,30	2,30	0,60	70,0	20,0	2,20	2,50	3,80	38
аргиллиты	3,32	0,04	0,05	7,80	4,70	2,70	1,80	0,30	68,0	11,0	2,40	2,70	1,30	24
среднее по свите	2,58	0,05	0,04	8,80	8,30	2,20	2,0	0,40	77,0	18,0	2,80	2,40	2,0	142
Дурайская														
песчаники	1,85	0,04	0,04	9,10	6,50	2,40	2,10	0,50	92,0	21,0	2,10	2,40	—	15
алевролиты	2,34	0,05	0,04	12,30	8,30	3,30	2,10	0,80	94,0	22,0	3,90	3,60	—	18
аргиллиты	3,60	0,08	0,05	13,20	9,40	3,50	2,20	0,70	98,0	13,0	2,30	4,0	—	15
среднее по свите	2,60	0,06	0,04	11,50	8,10	3,10	2,10	0,70	95,0	18,7	2,80	3,30	—	48
Юхтинская														
песчаники	1,76	0,05	0,06	11,20	10,0	2,20	2,50	0,80	71,0	20,0	2,10	2,70	2,70	17
алевролиты	2,38	0,05	0,06	17,30	16,0	3,10	3,40	1,46	115,0	16,0	2,80	4,40	10,40	13
аргиллиты	2,38	0,01	0,03	20,0	9,50	2,50	2,0	0,20	32,0	15,0	4,20	5,70	2,50	4
среднее по свите	2,17	0,04	0,05	16,20	11,80	2,60	2,60	0,82	73,0	17,0	3,0	4,30	5,20	34

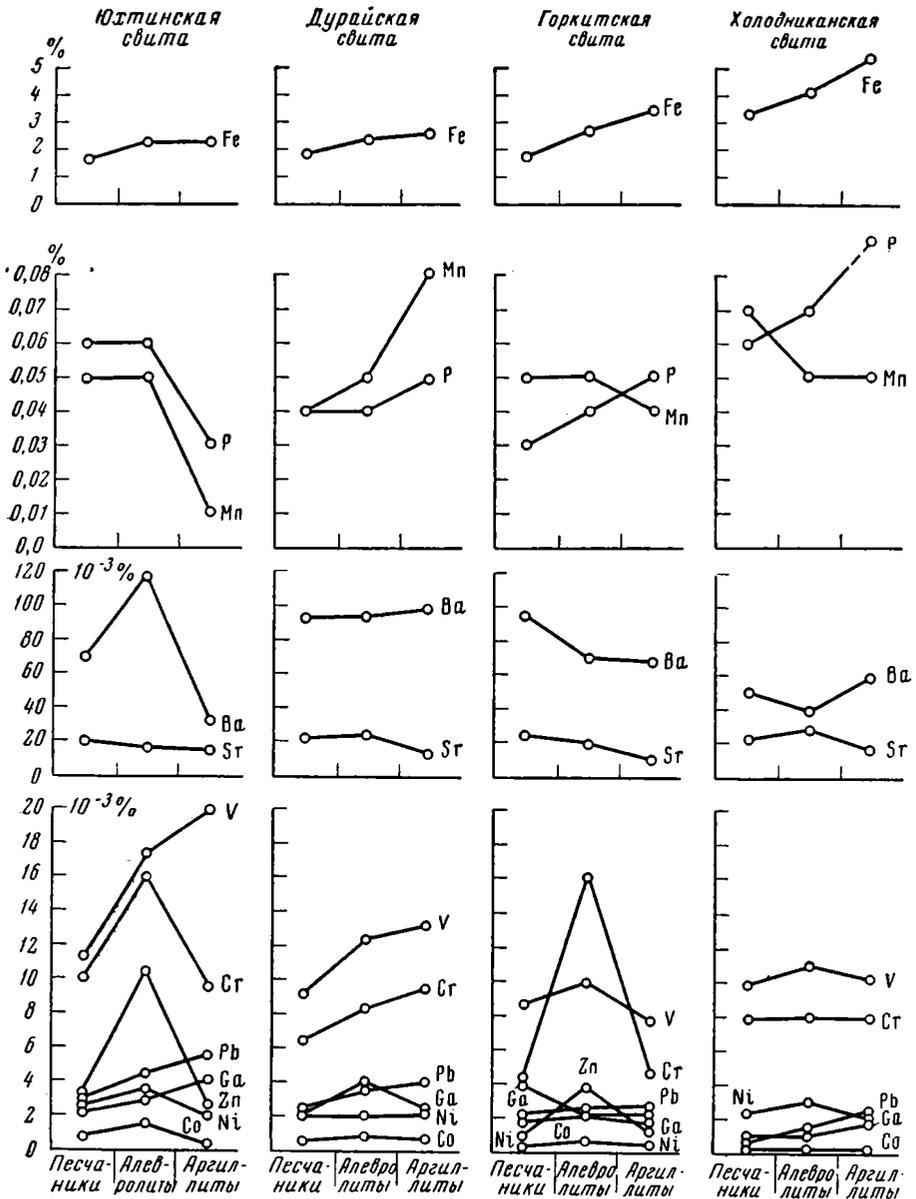
ниях долинской свиты угленосной толщи Караганды (Страхов и др., 1959).

В породах дурайской свиты обнаруживается принципиально иная картина. В том же ряду песчаник — алевролит — аргиллит все элементы наибольшую концентрацию имеют в аргиллитах, а затем по мере понижения дисперсности обломочного материала снижается и концентрация элементов, достигая наименьшего значения в песчаниках. Подобный тип распределения элементов в породах получил наименование упорядоченного (Страхов и др., 1959; Страхов, 1960). В породах дурайской свиты единственное исключение из этого правила составляют кобальт и стронций, имеющие максимум концентрации в алевролитах, причем последний элемент можно не принимать во внимание, так как во всех свитах угленосной толщи Алдано-Чульманского района, а также в угленосных отложениях многих бассейнов он всюду и по всем типам пород имеет пестрое распределение. Видимо, последнее регулируется какими-то особыми, ему присущими причинами. Обращает на себя внимание весьма значительная разница в концентрациях Fe, Mn и Pb в песчаниках и аргиллитах, достигающая двукратного повышения у последних. У всех остальных элементов нарастание концентрации незначительное как по интенсивности, так и по абсолютному значению. Первый тип распределения получил наименование контрастной модификации, второй — сглаженной модификации.

В породах горкитской свиты максимум концентрации элементов в различных типах приурочен к алевролитам, песчаникам или аргиллитам. Это распределение нельзя уже назвать упорядоченным, но оно пока не перешло и в пестрое. Иными словами, распределение элементов представляется промежуточным между основными типами — упорядоченным и пестрым, заслуживая этим собственного наименования — переходного типа (Страхов и др., 1959; Страхов, 1960).

Наконец, в породах холодниканской свиты пестрый тип распределения элементов, впервые проявившийся в юхтинской свите, вновь наблюдается в самой отчетливой и резко выраженной форме. Так, из 13 элементов (табл. 2) только 3 (Fe, P и Pb) накапливаются параллельно возрастанию дисперсности обломочного материала пород. У всех остальных элементов наибольшие концентрации приурочены к алевролитам либо песчаникам. Sr, Co и частично Ga имеют в породах угленосной толщи постоянную концентрацию, что следует считать признаком неупорядоченного распределения, так как связь концентрации и гранулометрии отсутствует. В целом у пород холодниканской свиты проявляется яркий пример пестрого распределения элементов. Для наглядности распределение элементов в породах угленосной толщи изображено на диаграмме (фиг. 1).

Таким образом, в юхтинской свите наблюдается пестрое распределение с весьма прихотливым и незакономерным размещением максимальных концентраций элементов в ряду песчаник — алевролит — аргиллит. В породах дурайской свиты распределение элементов подчиняется единой схеме: максимум концентрации почти всегда, за очень редким исключением, приурочен к наиболее тонким породам — аргиллитам, а затем, по мере снижения размеров обломочных зерен в породе, снижается и концентрация их. Выше по разрезу в горкитской свите снова появляются признаки неупорядоченности в распределении элементов, которые в холодниканской свите достигают своего наиболее яркого и законченного проявления. Возникает вопрос: чем были вызваны эти различия в распределении элементов в породах угленосной толщи?



Фиг. 1. Распределение элементов в породах угленосной толщи Южн. Якутии

Этот вопрос был рассмотрен в свое время Н. М. Страховым. Различные типы распределения элементов в осадочных терригенных толщах возникают, по его мнению, при воздействии трех главных факторов: формы миграции элементов, интенсивности химического выветривания пород на водосборных площадях и сортировки терригенного материала при переносе их в конечные водоемы стока.

В условиях тропического климата химический распад породообразующих минералов достигает наивысшего предела, причем наибольшая часть продуктов распада переходит в ионный раствор или образует

тончайшие субколлоидные взвеси. Адсорбция элементов на поверхности частиц взвесей речного стока создает максимальные концентрации в глинистых осадках, у которых удельная поверхность наибольшая.

В этом же направлении действует и гидродинамическая активность речных потоков, обусловленная в свою очередь тектонической активностью региона и степенью расчлененности рельефа водосборных площадей. При высокой активности речных потоков более тщательно вымывается глинистый материал из разрыхленной выветриванием массы горных пород и тем самым создаются наиболее благоприятные условия механической дифференциации осадков и накопления элементов именно в глинистых породах. В такой климатической и геотектонической обстановке возникает упорядоченный тип распределения элементов в породах осадочных толщ. При суровом климате, господстве физического выветривания, слабой сортировке в условиях низкой гидродинамической активности речных потоков и значительной расчлененности рельефа возникает пестрый тип распределения.

В свете сказанного условия накопления разных свит угленосной толщи рисуются в таком виде. К началу юрского времени на обширном пространстве современной Южн. Якутии возникли две крупные геоморфологические единицы — горная система, совпадавшая по месту нахождения с современным Становым хребтом, и столь же значительная предгорная равнина, орошаемая системой рек, берущих начало в пределах южной горной страны. В климатическом отношении горная страна и равнина в начале юрского периода отличались весьма резко. В горах благодаря значительным высотам, достигавшим, вероятно, 1500—2000 м над уровнем моря, господствовал достаточно суровый, резко континентальный климат, в условиях которого физическое выветривание преобладало над химическим. У подошвы гор на равнине был теплый и влажный климат, в условиях которого развивалась тропическая и субтропическая растительность: травянистые папоротники, цикадовые и другие теплолюбивые формы (Мокринский и др., 1961). Но в условиях преобладания физического выветривания над химическим распределение элементов в терригенных осадках отличается значительной пестротой. Пример такого пестрого распределения элементов мы и обнаруживаем в породах юхтинской свиты.

В эпоху отложения осадков дурайской свиты климатические условия в гористой части региона и на равнине значительно изменились в сторону потепления и увлажнения, что было вызвано снижением вследствие денудации водораздельных пространств с одновременным погружением предгорной равнины. Физическое выветривание, господствовавшее в эпоху накопления осадков юхтинской свиты, в дурайское время сменилось преобладанием химического выветривания. Эта смена физико-географической обстановки зафиксирована в облике осадков. Так, сортировка обломочного материала пород дошла почти до совершенства, форма переноса элементов в виде взвесей минеральных обломков сменилась преобладанием переноса в виде ионных растворов, вследствие чего максимальные концентрации элементов сосредоточились в наиболее тонких осадках, в результате чего пестрое распределение элементов в породах в юхтинской свите сменилось в осадках дурайского времени упорядоченным. Потепление климата на предгорной равнине страдало также в пышном расцвете растительного мира — папоротников, цикадовых хвойных, хвощей, плауновых и др. Вследствие общего выравнивания предгорной равнины и выноса из нее значительных масс обломочного материала, нарушившего нормальный сток атмосферных вод, а также благодаря значительному увлажнению климата создались условия для интенсивного торфообразования, при-

ведшие к накоплению в дурайское время значительных масс органического материала в виде пластов углей рабочей мощности (табл. 1).

В период возникновения осадков горкитской свиты палеогеографические условия на предгорной равнине сохранились, но в горной части региона вследствие нового поднятия наступило некоторое похолодание климата и снова в распределении элементов в осадках появились признаки неупорядоченности. Это были первые признаки значительных изменений физико-географической обстановки региона, наступивших в нижнемеловое время.

Н. Г. Судовиков и А. Н. Неелов (1961) установили, что на границе юры и мела в области современного Станового хребта произошли интенсивные глыбовые движения.

В нижнем мелу в период накопления холодниканской свиты эти движения омолодили рельеф и речную систему горной части региона, поэтому погрубение осадков, появление конгломератов и физическое выветривание снова стали преобладать над химическим выветриванием

Таблица 3

Средние содержания элементов в песчано-глинистых породах некоторых регионов Союза ССР %

Бассейн, свита, горизонт, отложение	Фация	Возраст	Fe	Mn	P	V	Cr	Cu	Ni	Co	Количество анализов
						10 ⁻³ %					
Караганда											
наддолинская и надкарагандинская св.	Континентальная	C ₁₋₂	4,19	0,11	0,056	9,0	2,6	4,9	2,8	0,6	864
карагандинская св.	Морская	C ₁₋₂	4,58	0,10	0,056	9,0	1,2	4,6	1,2	0,6	
ашлярикская св.	мелководная										
Кузбасс											
ерунаковская св.	Континентальная	P ₂	3,08	0,09	0,037	6,6	3,6	3,3	2,0	0,8	
Донбасс	Континентальная	C ₂ ⁶	3,94	0,08	0,051	8,4	6,8	1,4	1,0	1,0	864
»	Переходная	C ₂ ⁶	3,85	0,08	0,057	7,5	6,4	1,9	8,2	0,8	
»	Морская	C ₂ ⁶	4,24	0,11	0,057	6,5	5,8	1,0	4,0	0,4	
Второе Баку											
пашийский гор.	Морская	D ₃ ¹	2,83	0,06	0,043	7,2	2,9	2,1	2,0	0,4	
кыновский и саргайский гор.	мелководная										
Русская платформа											
бобриковские отл.	Континентальная	C ₁	1,57	0,11	0,016	6,2	6,3	1,7	2,2	0,2	600
тульские отл.	Морская	C ₁	3,54	0,01	0,021	9,3	5,6	1,7	3,4	0,7	
Печорский бассейн											
воркутская св.	Лагунная	P ₁	4,97	0,12	0,11	Не определяли					600
юньянгинская св.	Морская	P ₁	4,75	0,12	0,08	» »					
Южно-Якутская											
угленосная площадь											
холодниканская	Континентальная	Cg ₁	4,25	0,06	0,09	10,3	8,0	4,7	2,5	<1,0	248
горкитская	То же	J ₃	2,58	0,05	0,04	8,8	8,3	2,2	2,0	0,4	
дурайская	» »	J ₂	2,60	0,06	0,04	11,5	8,1	3,1	2,1	0,7	
юхтинская	» »	J ₁ (?)	2,17	0,04	0,05	16,2	11,8	2,6	2,6	0,8	
Карское море											
Кларков. содерж.		Соврем.	5,36	0,22	0,11	Не определяли					85
			5,10	0,09	0,08				10,0	1,0	

и вновь появилась пестрота в накоплении элементов в осадках предгорной равнины (табл. 2); резко уменьшилось количество видовых представителей растительного мира и почти полностью прекратилось углеобразование (табл. 1), что свидетельствует о заметном похолодании климата не только на высокогорных водоразделах, но и на предгорной равнине.

В заключение сравним содержания Fe, Mn, P и малых элементов в угленосной толще Якутии с концентрациями их в других гумидных толщах Союза. Эти данные сведены в табл. 3.

Оказывается, по содержанию Fe и Mn песчано-глинистые породы угленосной толщи Алдано-Чульманского района заметно уступают аналогичным образованиям других угольных бассейнов и только бобринские отложения Русской платформы отличаются еще более низкими концентрациями указанных элементов. Подобное явление тем более удивительно, что сопредельные с Алдано-Чульманским районом области Алданского щита богаты, как известно, железорудными месторождениями доюрского возраста. Видимо, главная причина низкого содержания в угленосных отложениях этого района Fe обусловлена бедностью им гранитоидов современной области Станового хребта, ставших в юрское время источником сноса для терригенных осадков, выполнивших депрессию на южной окраине Алданского щита. В нижнемеловое время обнажились более глубокие горизонты магматических образований областей сноса, богатые темноцветными компонентами, в частности роговой обманкой, биотитом, эпидотом, и в результате в породах холодникованской свиты нижнемелового возраста концентрация Fe заметно повысилась и стала соизмеримой с содержанием этих же элементов в песчано-глинистых породах других угольных бассейнов Союза.

3. ДИАГЕНЕТИЧЕСКОЕ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕ В УГЛЕНОСНОЙ ТОЛЩЕ ЮЖНОЙ ЯКУТИИ

Перейдем к рассмотрению процессов стадии диагенеза и прежде всего к формам железа. Аутигенно-минералогические формы железа, как известно, весьма разнообразны. Железо входит в состав сульфидов, карбонатов, силикатов, окислов и многих других минералов. Поэтому для изучения баланса различных форм железа в породах Алдано-Чульманского угленосного района было произведено около 800 определений в 250 образцах. Железо сульфидов определяли по общей сере, железо карбонатов — путем обработки породы четырехнормальным раствором уксусной кислоты, закисное железо силикатов — при обработке породы смесью плавиковой и серной кислот, окисное трехвалентное железо — по разности между железом валовым и общим закисным железом, определяемым при помощи смеси плавиковой и серной кислот.

Среднее содержание серы общей, в 15 образцах песчаников оказалось равным 0,007% с максимальным содержанием 0,02%. В карбонатных породах среднее содержание серы (по 18 анализам) повышается до 0,01%. В углях концентрация сульфидного железа, если судить о нем по общей сере, много выше, чем в породах. Так, среднее содержание общей серы в углях юхтинской свиты составляет 0,37%; в углях дурайской свиты — 0,42; горкитской — 0,3% (всего по трем свитам 109 анализов). Среднее содержание общей серы в углях зоны окисления (по 120 анализам) равно 0,37% (Мокринский и др., 1961). Из приведенных цифр видно, что содержание сульфидного железа в породах и углях крайне незначительно.

Содержание форм железа показано в табл. 4. Как видим, в трех нижних свитах концентрация карбонатного железа достигает в среднем 66—77% от валового железа.

Таблица 4

Формы железа в породах Алдано-Чульманского угленосного района, %

Свита, порода	Fe _{вал}	Fe ⁺⁺⁺ окис	Fe ⁺⁺ сил HF + H ₂ SO ₄	Fe ⁺⁺ карб CH ₃ COOH	Содерж. Fe ^{карб} от Fe _{вал} %	С _{орг.} ост.
Холодниканская						
песчаники	3,28	1,28	0,64	1,36	41,5	Не опр.
алевролиты	4,12	1,62	1,02	1,48	36	» »
аргиллиты	5,33	3,49	0,77	1,07	20	» »
среднее по свите	4,25	2,13	0,81	1,30	32,5	
Горкитская						
песчаники	1,75	0,42	0,18	1,15	66	0,46
алевролиты	2,68	0,58	0,42	1,68	62,5	1,42
аргиллиты	3,32	0,36	0,68	2,33	70	1,19
среднее по свите	2,58	0,45	0,41	1,70	66,2	1,02
Дурайская						
песчаники	1,85	0,27	0,20	1,38	74,5	0,87
алевролиты	2,34	0,53	0,32	1,49	63,5	0,97
аргиллиты	3,60	0,42	0,67	2,51	70	1,30
среднее по свите	2,6	0,41	0,40	1,80	76	1,05
Юхтинская						
песчаники	1,76	0,37	0,29	1,10	62,5	0,58
алевролиты	2,38	0,27	0,21	1,90	80	1,41
аргиллиты	2,39	0,29	—	2,10	88	1,75
среднее по свите	2,17	0,31	0,25	1,70	77	1,25

В породах холодниканской свиты значение карбонатного железа резко падает до 32,5%, а взамен его выдвигается окисное железо силикатов, достигающее 50% от валового. Не менее отчетливо проявляется генетическая связь концентрации карбонатного железа с остаточным органическим углеродом, однако эта связь скорее качественная, чем строго количественная, так как не всегда наибольшим содержаниям углерода соответствуют наибольшие концентрации карбонатного железа, хотя известна отчетливая зависимость образования карбонатов железа от массы органического вещества, захороненного в осадке. Возникновение в процессе раннего диагенеза аутигенно-минералогических форм железа за счет преобразования Fe₂O₃ · n H₂O обусловлено воздействием органического вещества как восстановителя. В континентальных отложениях редуцирование железа доходит лишь до стадии карбонатных минералов. В лагунных и морских осадках с большим содержанием органического вещества диагенетическое превращение железа доходит до своего логического конца, т. е. до образования сульфидов железа. Однако в условиях ничтожного содержания иона SO₄⁼⁼, как это имеет место в континентальных пресноводных бассейнах, даже при высоком содержании органики образование сульфидов не происходит из-за недостатка серы. Породы угленосной толщи Алдано-Чульманского района служат примером подобной обстановки.

Наконец, следует отметить особенности распределения С_{орг} и различных форм железа в песчано-глинистых породах без разделения их на песчаники, алевролиты и аргиллиты. Из табл. 4 видна зависимость средних значений карбонатного железа и органического углерода от возраста пород. В песчано-глинистых породах юхтинской свиты концентрация С_{орг} максимальна, а затем вверх по разрезу постепенно убывает; у карбонатного железа максимум концентрации наблюдается в эпоху образования осадков дурайской

свиты. Вверх и вниз по разрезу она заметно снижается, что объясняется, по-видимому, возрастанием роли физического выветривания.

Обратная картина наблюдается в поведении двухвалентного силикатного и трехвалентного железа; с течением времени масса их возрастает.

Детальное микроскопическое изучение шлифов, минералогический анализ иммерсионным методом и термический анализ достаточно отчетливо установили комплекс минералов, с которыми можно связать ту или иную форму железа. Так, закисное железо, определяемое при обработке проб уксусной кислотой, связано с сидеритом и в незначительной степени с темноцветными минералами — хлоритом и биотитом, ибо полученные при анализах содержания закисного железа, растворимого CH_3COOH , превышают наличие CO_2 в соответствующих пробах и поэтому не могут быть получены только за счет сидерита. Закисное железо, получаемое при обработке проб смесью плавиковой и серной кислот, следует связывать главным образом с хлоритом, биотитом. Окисное железо, резко подчиненное в породах юрского возраста, связано с наличием в них гидроокислов железа и магнетита. Наконец, сульфидное железо связано с пиритом и, возможно, с марказитом.

В связи с изучением форм железа в породах угленосной толщи Алдано-Чульманского района существенный интерес представляет реконструкция физико-химической обстановки в период осадконакопления на начальной стадии диагенеза по значениям gH и pH . Как известно, для обоих показателей имеются минерально-индикаторы. Значения gH , указывающие на окислительно-восстановительную обстановку, легче всего устанавливаются по минералам железа следующего ряда: гидроокислы железа → глауконит → лептохлориты → сидерит → пирит. Выше уже отмечалось, что в породах угленосной толщи пирит, указывающий на резко восстановительную среду в период осадконакопления и диагенеза, встречается в ничтожных количествах и поэтому свойственная ему геохимическая обстановка практически отсутствовала. Смежный в ряду с ним сидерит встречается в породах довольно часто и порой в весьма значительных количествах, что указывает на слабовосстановительную обстановку на протяжении длительного периода накопления всей угленосной толщи, так как все последующие минералы-индикаторы приведенного выше ряда обнаружены в ничтожных количествах; поэтому иные обстановки, кроме слабовосстановительной, маловероятны.

Наилучший показатель значения pH , как известно, — карбонат кальция. Широкое развитие этого минерала как по разрезу, так и по площади указывает на слабощелочную среду ($\text{pH} > 7,45$), имевшую место при накоплении осадков угленосной толщи. При полевых, а затем камеральных исследованиях выяснилось, что карбонаты в породах угленосной толщи встречаются в двух формах: либо они входят в виде цемента и тогда создают высокие концентрации (до 39%), о чем подробнее будет сказано ниже, либо рассеяны в массе породы в виде редких зерен, создавая при этом концентрации не более 2%. В табл. 5 приводятся средние значения CO_2 в породах; анализы проводили в аппарате Кюпа — Фрезениуса.

Как видим, средняя концентрация CO_2 в породах всей толщи равна 0,72%. Естественно, что при таких низких содержаниях уголекислоты пересчет ее на карбонаты мог бы дать весьма приблизительные результаты, поэтому его и не производили. Однако параллельное микроскопическое изучение автором около 600 шлифов различных пород угленосной толщи дало отчетливую картину. Оказалось, что среди рассеянных карбонатов в породах господствует кальцит, находящийся глав-

Таблица 5

Карбонатность (по CO₂) пород угленосной толщи, %

Свита	Возраст	Песчаники	Алевролиты	Аргиллиты	Всего анализов по свите	Среднее по свите
Холодниканская	Сг ₁	0,70	0,82	0,48	16	0,67
Горкитская	l ₃	0,56	0,48	0,32	137	0,45
Дурайская	l ₂	1,10	0,87	0,63	47	0,87
Юхтинская	l ₁ (?)	1,11	0,96	0,60	25	0,89
всего анализов по типу пород		107	72	46		
среднее по типу пород		0,87	0,78	0,50		

ным образом в цементе и в незначительной степени замещающий полевые шпаты. Значительно реже встречается сидерит, также находящийся в цементе либо замещающий биотит. Редко и всегда в единичных зернах встречается доломит. Из рассмотрения табл. 5 видны еще две особенности.

Первая из них — связь максимальных содержаний CO₂ с песчаниками. По мере измельчения обломочного материала пород карбонатность их снижается. Подобная закономерность уже отмечалась раньше Н. М. Страховым. Вторая особенность заключается в связи наибольшей карбонатности с возрастом пород: так, в юхтинской свите она максимальная, а выше по разрезу снижается вдвое. В нижнемеловое время карбонатность пород заметно возрастает.

Высокая концентрация карбонатов в породах Алдано-Чульманского угленосного района связана с наличием известковых песчаников, алевролитов и редко аргиллитов. Породы с высокой карбонатностью образуют линзы, согласные первичной слоистости вмещающих пород, протяженностью до 15 м и мощностью 20—30 см. Максимальная мощность достигает 1 м, редко больше. В разрезе толщи только в 33 скважинах нами зафиксировано более 470 линз. Породы с высокой концентрацией карбонатов внешне — по цвету и текстурно-структурным признакам не отличаются от вмещающих пород, у которых максимальное содержание CO₂ не более 1% (табл. 5). Для известковых песчаников и алевролитов характерен базальный кальцитовый цемент, содержание которого достигает 39%. Состав терригенной части пород обычный и не отличается от состава вмещающих их песчаников или алевролитов. Для выяснения химико-минералогического состава известковых пород были применены химический и термический анализы с одновременным детальным изучением под микроскопом. Результаты химического анализа (вытяжки 2%-ной HCl по методу Н. М. Страхова и Э. С. Залманзон) приведены в табл. 6 в пересчете на карбонатные минералы.

Таблица 6

Содержание карбонатов в породах угленосной толщи, %

Порода	Кальцит		Сидерит		Доломит		Родохрозит		Количество анализов
	средн.	макс.	средн.	макс.	средн.	макс.	средн.	макс.	
Песчаники известк.	20,8	39,2	1,4	4,8	1,8	7,1	0,3	0,9	91
Алевролиты известк.	21,8	39,6	2,5	5,1	5,2	17,1	0,3	0,7	16
Аргиллиты известк.	51,1	80,0	1,7	2,8	не обн.		0,6	0,9	3
Алевролиты сидерит.	1,4	1,7	64,4	65,4	4,3	4,9	1,5	1,5	2
Аргиллиты сидерит.	4,2	19,7	58,9	84,0	5,0	11,6	1,2	2,3	10

Очевидно, что абсолютное господство как по содержанию, так и по распространению среди пород принадлежит кальциту. Резко подчиненное значение имеет сидерит и совсем ничтожное — доломит. Наличие в породах родохрозита не доказано, так как под микроскопом в прозрачных шлифах он не обнаружен. В таблице же он показан на основании пересчета MnO , улавливаемой в незначительных количествах.

Рассматривая данные табл. 6 с точки зрения взаимосвязи высоких и низких концентраций, обнаруживаем между ними некоторый антагонизм. Если рассеянные карбонаты свои максимальные концентрации образуют в песчаниках, а затем по мере измельчения обломочного материала пород резко убывают, то карбонаты высоких концентраций ведут себя противоположно. Кальцит, например, наибольшие содержания образует в аргиллитах, а с возрастом крупности обломков значение его падает в два раза. Не менее отчетливый антагонизм наблюдается также между главными карбонатами — кальцитом и сидеритом: появление одного из них как бы исключает существование другого. Высокая концентрация кальцита, например, сопровождается незначительным содержанием сидерита, и наоборот.

В табл. 7 приведены результаты вычисления карбонатности пород по свитам, для чего было подсчитано общее количество слоев (линз) с высокой концентрацией карбонатов в 33 скважинах с общей длиной 11 650 м; затем мощность свиты разделили на число линз, зафиксированных в ней, и тем самым определили частоту их встречаемости. Был использован и другой метод выражения карбонатности осадочных толщ — по отношению суммарной мощности слоев карбонатных пород (линз) к мощности свиты.

Как видно из приведенных цифр, в распределении карбонатов высоких концентраций, т. е. линз, наблюдается закономерная последовательность. В низах толщи — в юхтинской свите линзы карбонатных пород встречаются редко и отстоят друг от друга в разрезе на расстоянии 77 м; процент высококарбонатных линз достигает 1,18%. Выше по разрезу толщи — в дурайской свите линзы встречаются в три раза чаще и расстояние между ними сократилось до 23 м, а процент высококарбонатных линз возрос вдвое (2,44%). В горкитской свите частота встречаемости заметно падает, расстояние между линзами возрастает до 38 м, а процент высококарбонатных линз сокращается почти до уровня карбонатности в юхтинской свите (1,58%). Есть полное основание допустить, что эти изменения вызваны изменением физико-географической обстановки региона, в первую очередь климата, отражающего поднятия и погружения областей сноса. По распределению элементов в породах угленосной толщи (табл. 2) нам уже известно, что в юхтинское время на водосборных пространствах наблюдался резко континентальный климат с преобладанием физического выветривания над химическим. В дурайское время водосборы были денудированы, климат вследствие этого стал теплым и влажным, на предгорной равнине развилась пышная растительность, давшая позже значительные массы угля. В горкитское время, т. е. в конце юрского периода, появ-

Таблица 7

Высокопроцентная карбонатность пород угленосной толщи

Свита	Возраст	Частота встречаемости	Высококарбонатные линзы в разрезе, %
Горкитская	I_3	38	1,58
Дурайская	I_2	23	2,44
Юхтинская	$I_1(?)$	77	1,18

ляются признаки нового орогенеза; в области водосборов снова наступает эпоха длительного похолодания климата.

Изменение климата не могло, конечно, не отразиться и на развитии фауны, особенно в дурайское время, т. е. во время климатического максимума. Тем не менее вся толща речных и озерных отложений юры и мела оказалась «немой», если не считать единичных находок пресноводных пелеципод. Сопоставляя два факта — высокую концентрацию карбонатов в локальных участках свит, в цементе линз песчаников и отсутствие фауны, — мы невольно приходим к мысли о биогенном образовании карбонатных концентраций. Линзы известковистых пород представляют, по нашему мнению, переработанные в процессе диагенеза пелециподовые банки. На отдельных, незначительных по площади, участках песчаного дна размещались колонии *Ferganoponcha* и других животных, скелетные остатки которых после отмирания организмов перемешивались с песком и алевролитом, создавая исходный материал для образования высокопроцентных карбонатных пород. После захоронения и последующего погружения банок (колоний) вместе со всей толщей осадков на большую глубину карбонатный материал раковин пелеципод подвергся растворению и перетолжению, сцементировал песчаный материал донных осадков и образовал базальный цемент песчаников и алевролитов.

С этой точки зрения становится понятным «онемение» угленосной толщи вследствие перекристаллизации исходного карбонатного материала (раковин) и ее «морской» облик. Известно (Страхов и др., 1959), что для озерных осадков в стадию диагенеза характерно образование сидерита, тогда как в морских осадках образуется кальцит. С этих позиций совершенно непонятен «морской» характер пород угленосной, заведомо континентальной толщи: в ней, как мы видели в табл. 6, безраздельно господствует кальцит, а не сидерит, ведущая роль которого в континентальных осадках общеизвестна.

4. ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО В УГЛЕНОСНОЙ ТОЛЩЕ ЮЖНОЙ ЯКУТИИ

Породы угленосной толщи Алдано-Чульманского района были подвергнуты изучению также с точки зрения наличия и концентрации в них органического вещества. В табл. 8 приведены результаты определения органического углерода методом мокрого сжигания.

Как и следовало ожидать, максимальное количество $C_{орг}$ приурочено к аргиллитам, за исключением пород горкитской свиты, в которой наибольшее содержание $C_{орг}$ наблюдается в алевролитах. В карбонатных породах $C_{орг}$ сохраняет постоянную концентрацию во всех типах пород. Значительное снижение средних содержаний углерода в последнем случае объясняется разубоживанием его карбонатами.

Таблица 8

Среднее содержание $C_{орг}$ в породах угленосной толщи, %

Свита	Возраст	Песчаники	Алевролиты	Аргиллиты
Горкитская	I_3	0,46	1,42	1,19
Дурайская	I_2	0,87	0,97	1,30
Юхтинская	$I_1(?)$	0,58	1,41	1,75
Всего анализов		112	69	43
Известковистые породы		0,6	0,5	0,6
Всего анализов		91	16	3

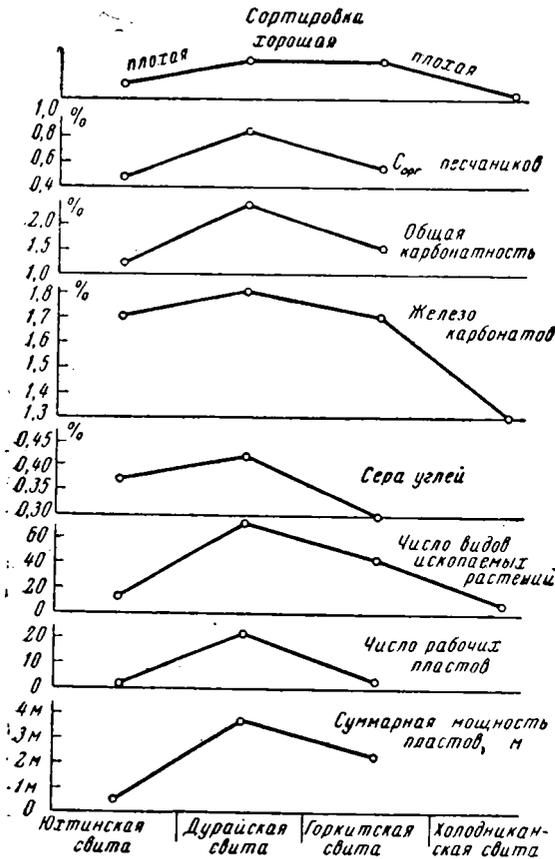
Обращает на себя внимание наибольшее среднее содержание углерода в песчаниках дурайской свиты. Видимо, и в этом случае сказывалось влияние климатического фактора, хотя на остальных породах оно не отразилось.

Известный интерес представляет многообразие форм захоронения органического вещества в породах угленосной толщи. Первую из них представляют пласты угля. Количество, суммарная мощность и распределение их по свитам приведены в табл. 1. Вторая форма органического вещества в виде тонкодисперсного углистого детрита, видимого только под микроскопом, или в виде «углистых примазок», представляющих собой углефицированные обрывки древесины, корней, стеблей и листьев, пользуется очень широким распространением во всех свитах толщи. Наконец, третья форма обнаружена при минералогическом анализе иммерсионным методом. При изучении легкой фракции пород, состоящей, как всегда, из кварца и полевых шпатов, часто наблюдались слабопросвечивающие и непрозрачные зерна с бурой, буровато-серой или почти черной окраской. Количество таких зерен во фракции 0,05—0,1 мм колеблется от заметной примеси до 100%-ного содержания. Погруженные в H_2O_2 , они бурно «кипят», причем зерна просветляются и делаются прозрачными. Сама же фракция из бурой или черной превращается в мучнисто-белую. Погруженные в хлороформ, они окрашивают его в буроватый или желтый цвет. Как выяснилось, непрозрачные зерна представляют агрегаты частиц размером не более 5—7 мк. Подобные же агрегаты тяжелой фракции в H_2O_2 энергично «кипели» и растягивались в виде «гармошки», а затем распадалась на тонкие листочки слюды. Газовые пузырьки появлялись из трещин спайности или возникали вокруг табличек биотита, хлорита и непрозрачных зерен, указывая на присутствие в зернах какого-то органического вещества, проникшего по трещинам спайности в жидком состоянии. Люминесцентный анализ образцов дурайской и горкитской свит показал наличие в них битума А от 0,01 до 0,04 %.

5. ОБЩАЯ СХЕМА НАКОПЛЕНИЯ УГЛЕНОСНОЙ ТОЛЩИ ЮЖНОЙ ЯКУТИИ

Итак, обширная депрессия, образовавшаяся у северной подошвы Станового хребта к началу юрского времени, служила местом накопления больших масс терригенного материала, сносимого с водораздельных пространств высокогорной страны (фиг. 2). Возникновение в регионе двух крупных геоморфологических единиц: высокогорной страны и обширной предгорной равнины — явилось причиной формирования двух климатических зон — на водораздельных пространствах с суровым континентальным климатом и на равнине с теплым и влажным климатом, переходящим местами в субтропический. Различие в климатах в свою очередь привело к различиям геологических и биологических процессов в обеих частях региона. На высоких водоразделах развивались и резко преобладали процессы физического выветривания, тогда как на равнине они не имели значительного места. Такое соотношение во время отложения юхтинской свиты зафиксировано в осадках. Обломочный материал, продукт разрушения горных массивов, транспортировался в конечные водоемы стока на предгорную равнину в неизменном виде. Заключенные в нем различные химические элементы, благодаря преобладанию физического выветривания, концентрировались в осадках без какой-либо закономерности. В одних случаях они накапливались в аргиллитах, в других — в песчаниках или алевролитах. Возник пестрый тип распределения элементов в осадках.

К началу среднеюрского времени водораздельные пространства были сильно сnivelированы, речная сеть выработала пологий и плавный (без перегибов) продольный профиль, в результате чего выносимый на равнину аллювиальный материал получил хорошую сортировку. Общее снижение водораздельных пространств привело к заметному потеплению климата. Химическое выветривание пород стало преобладать над физическим. Элементы, заключенные в кристаллических решетках минералов, вследствие их разрушения освобождались от молекулярных связей и переходили в растворы, либо создавали тонкодисперсные системы, которые, адсорбируясь на мицеллах глинистых минералов, мигрировали вместе с ними на большие расстояния. Так, одновременно с механической дифференциацией по размеру обломков происходила химическая дифференциация. В итоге в осадках конечных водоемов стока на предгорной равнине распределение элементов в осадках стало упорядоченным: наибольшие концентрации элементов возникали в наиболее тонкодисперсных осадках — глинах, перешедших после диагенеза в аргиллиты. По мере уменьшения примеси глинистого материала в породах концентрация элементов снижалась и в песчаниках достигала наименьшего значения.



Фиг. 2. Основные закономерности формирования угленосной толщи Южн. Якутии

И действительно, в средней юре на равнине наиболее пышно развивалась наземная растительность. К началу средней юры предгорная равнина превратилась вследствие выноса большого количества терригенного материала в низменность со слабо расчлененным рельефом и ничтожным стоком. На ней возникла система озер, стариц и коротких проток между озерами, в которых накапливался растительный детрит, давший после захоронения пласты каменного угля. В средней юре, во время накопления осадков дурайской свиты, образовалось наибольшее количество пластов угля рабочей мощности.

В конце юрского периода, в эпоху накопления осадков горкитской свиты, палеогеографическая и геохимическая обстановка в регионе сохраняется, но в то же время имеется целый ряд данных, свидетель-

ствующих о потеплении климата. Элементы, заключенные в кристаллических решетках минералов, вследствие их разрушения освобождались от молекулярных связей и переходили в растворы, либо создавали тонкодисперсные системы, которые, адсорбируясь на мицеллах глинистых минералов, мигрировали вместе с ними на большие расстояния. Так, одновременно с механической дифференциацией по размеру обломков происходила химическая дифференциация. В итоге в осадках конечных водоемов стока на предгорной равнине распределение элементов в осадках стало упорядоченным: наибольшие концентрации элементов возникали в наиболее тонкодисперсных осадках — глинах, перешедших после диагенеза в аргиллиты. По мере уменьшения примеси глинистого материала в породах концентрация элементов снижалась и в песчаниках достигала наименьшего значения.

Потепление климата на водораздельных пространствах не могло не повлечь за собой еще большего потепления климата в области конечных водоемов стока — на предгорной равнине.

ствующих о поднятиях и излияниях лав в начале J_3 (Мартинсон, 1961). На водоразделах и предгорной равнине наступило некоторое похолодание климата и вследствие этого интенсивность физического и химического выветривания как бы уравнилась. Распределение элементов в осадках происходило различно. Одни из них по-прежнему размещались по упорядоченной схеме, другие — по пестрой, как и в начале образования угленосной толщи. Похолодание климата на предгорной равнине сказалось в сокращении теплолюбивых видов папоротников и полном исчезновении цикадофитов (Мокринский и др., 1961).

На границе юры и мела в области современного Станового хребта произошли глыбовые движения (Судовиков, Неелов, 1961), приведшие к общему поднятию страны и значительному похолоданию климата на водораздельных пространствах. Физическое выветривание вследствие этого вновь стало господствующей формой, оживилась эрозионная деятельность, гидродинамика речных потоков резко возросла, сносимый с гор обломочный материал будущей холодниканской свиты стал более грубым и малосортированным.

Распределение элементов в осадках стало совершенно неупорядоченным (пестрым). Значительное похолодание климата на предгорной равнине повлекло за собой в нижнемеловое время резкое сокращение представителей растительного мира как по количеству, так и по биомассе. В результате почти прекратились процессы торфообразования и угленакопления (Бредихин, 1960, 1961; Мокринский, 1961).

Такова в общих чертах палеогеографическая и геохимическая обстановка в период юрского осадконакопления в Южно-Якутском бассейне.

В диагенезе развитие геохимических процессов, проходило в слабощелочной и слабовосстановительной среде.

ЛИТЕРАТУРА

- Бредихин И. С. Перспективы освоения Южно-Якутского бассейна. Разведка и охрана недр, № 3, 1960.
- Бредихин И. С. Стратиграфия мезозойских отложений Южно-Якутского каменноугольного бассейна. В сб.: Совещ. по разработке стратиграфич. схем Якут. АССР, Тез. докл., 1961.
- Мартинсон Г. Г. Мезозойские и кайнозойские моллюски континентальных отложений Сибирской платформы, Забайкалья и Монголии. Тр. Байкальск. лимнол. станции СО АН СССР, т. 19, 1961.
- Мокринский В. В. и др. Южно-Якутская угленосная площадь. Тр. Лабор. геол. угля, вып. 11, 1961.
- Наливкин Д. В. Флиш. Континентальные отложения, Докл. АН СССР, т. 141, № 4, 1961.
- Страхов Н. М. и др. Очерки геохимии верхнепалеозойских отложений гумидного типа. Тр. геол. ин-та АН СССР, вып. 23, 1959.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Изд-во АН СССР, т. 2, 1960.
- Судовиков Н. Г., Неелов А. Н. О возрасте Станового комплекса. Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 12, 1961.

Всесоюзный научно-исследовательский
геологический институт
Ленинград

Дата поступления
10.IV.1963

УДК 551.735.9(571.16+571.17)

УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ БАЛАХОНСКИХ СВИТ КУЗНЕЦКОГО БАССЕЙНА

А. Н. ВОЛКОВА

В статье приводятся материалы, характеризующие отложения балахонской серии Кузбасса и их фаціальную принадлежность. Рассматриваются условия осадконакопления этого времени. Отмечается постепенное сокращение и опреснение залива, занимавшего Кузнецкую впадину в среднем и позднем карбоне, и образование обширного бассейна (озера) в ранней перми. Статья сопровождается пятью палеогеографическими схемами, составленными для пяти подсвит серии.

Балахонская серия Кузнецкого бассейна, знаменующая начало промышленного угленакопления в Кузнецкой впадине, располагается в основании многокилометровой толщи угленосных отложений.

Отложения серии выходят полосой различной ширины по периферии Кузнецкого бассейна. По возрасту они охватывают интервал от верхних горизонтов нижнего карбона до середины нижней перми включительно. Балахонская серия на основании флоры, редких находок фауны, а в основном по литологическим особенностям разреза и характеру угленосности, подразделяется на три свиты: острогскую (C_1^{3os}), нижнебалахонскую (C_{2-3bl}) и верхнебалахонскую (P_1bl). Нижнебалахонская свита в свою очередь делится на мазуровскую и алыкаевскую подсвиты, различающиеся не столько по характеру флоры и фауны, сколько по строению разрезов и характеру угленосности (фиг. 1). Такого же порядка различия позволяют верхнебалахонскую свиту разделить на подсвиты: промежуточную, ишановскую, кемеровскую и усятскую¹.

Мощность отложений серии колеблется от 2600 до 1000 м и несколько менее. Минимальные мощности отмечаются вблизи Крапивинского купола на северо-востоке бассейна и на крайнем западе, где сказывается влияние Абышевского купола, а также почти по всей Присалаирской полосе. Максимальные мощности известны на севере (район г. Кемерова) и на юге (район г. Новокузнецка) бассейна.

Отложения балахонской серии сложены разнообразными обломочными породами, чередующимися с глинистыми породами и углями; изредка встречаются карбонатные породы. Обломочные породы в основном полимиктовые, иногда они приближаются по составу к грауваккам. Обломочная составляющая представлена обломками сильно измененных эффузивных пород, преимущественно кислого состава, кварцем, полевыми шпатами, реже присутствуют кремнистые породы, зерна разнообразных сланцев, осадочных пород и др. Соотношение компонентов различного петрографического состава довольно постоян-

¹ Стратиграфическое расчленение балахонской серии дается по материалам сощещения по унификации стратиграфических схем Сибири (1956 г.). Обоснование этого расчленения за краткостью статьи не приводится. Ишановская и промежуточная подсвиты при составлении палеогеографических схем объединены.

ное, однако в целом наблюдается некоторое увеличение роли обломков пород вверх по разрезу, а также незначительное изменение содержания отдельных компонентов по площади бассейна.

Обломочные породы очень разнообразны по структуре: известны почти все разновидности от среднегалечных конгломератов и среднеобломочных брекчий до мелких глинистых алевролитов.

Текстурные особенности этих пород также неодинаковы: встречаются различные типы косой, горизонтальной и волнистой слоистости, но есть и массивные песчаники, в которых слоистость практически не заметна.

Глинистые породы серии не имеют столь широкого распространения, как обломочные. Преобладают полимиктовые аргиллиты, преимущественно каолинит-гидрослюдистого состава, однако встречаются и мономинеральные глинистые породы каолинитового или монтмориллонитового состава. Кроме того, глинистые породы различаются по содержанию органического вещества, по характеру и количеству примеси обломочного и карбонатного материала, текстурным особенностям и другим признакам. Глинистые породы имеют постепенные переходы к обломочным и карбонатным породам, а также к углям.

Карбонатные породы встречаются среди отложений серии редко, в основном это глинистые и алевролитистые известняки. Значительно чаще карбонатный материал концентрируется в виде разнообразных по форме конкреций и конкреционных линз и прослоев среди глинистых и мелкообломочных пород. По составу различаются известковые, сидеритовые и сидероплезитовые конкреции, причем конкреции сидеритового состава распространены наиболее широко в угленасыщенных частях разреза. Среди песчаных пород наблюдаются конкреционного типа стяжения, в которых карбонатное вещество представлено анкеритом.

Угли и углистые породы в балахонской серии пользуются значительным распространением, в отдельных районах угли составляют до 19—20% разреза некоторых подсвит, но обычно коэффициент угленосности не превышает нескольких процентов. Угли преимущественно гумусовые, изредка встречаются угли типа кеннель-богхедов.

Несмотря на большое промышленное значение балахонской серии, литологическая характеристика ее, а следовательно, и условия накопления изучены недостаточно. Поэтому в 1954 г. сотрудниками лаборатории литологии МГУ под руководством Г. Ф. Крашенинникова было начато всестороннее изучение отложений балахонской серии с целью восстановления условий ее образования, а отсюда и возможности более обоснованного проведения поисков и разведки углей.

На основании детального литологического изучения разрезов² балахонской серии, а также в результате прослеживания изменений в разновозрастных отложениях на площади и характера перехода этих отложений к выше- и нижележащим были выявлены различные фации.

Фация в данной работе понимается так же, как в «Атласе литогенетических типов угленосных отложений среднего карбона Донецкого бассейна» (1956). Фация складывается из нескольких генетических

² Разрезы серии изучались в Томь-Усинском, Бунгуро-Чумышском, Прокопьевско-Киселевском, Инском, Кемеровском, Анжеро-Судженском и Крапивинском районах. Полевое послонное изучение разрезов сопровождалось значительным объемом лабораторных исследований. Не изученные нами разрезы Терсинского, Бачатского и Кондомского районов подробно освещены в работах В. И. Марченко (1947; 1, 2), В. И. Будникова (1959), З. Я. Сердюк (1956), А. П. Чухряевой (1962), Г. А. Шаповаловой (1961), А. В. Кутукова (1960).

типов, для которых Т. Н. Давыдова и Ц. Л. Гольдштейн (1947) дают следующее определение: «Порода или естественная группа пород, обладающая характерным сочетанием основных признаков, отражающим определенные условия отложения, в дальнейшем называется нами генетическим типом». Л. Н. Ботвинкина (1953) несколько видоизменяет это определение: «под генетическим типом подразумеваются естественные группы пород, обладающие определенным сочетанием характерных первичных генетических признаков, указывающих на общность условий их образования».

В отложениях балахонской серии присутствуют континентальные и переходные от континентальных к морским отложения.

Среди континентальных отложений удается выделить фации песчаных и грубообломочных отложений русла и песчано-алевритовых осадков поймы, а также фации глинисто-алевритовых отложений заболоченной равнины и углисто-глинистых и углистых накоплений болот, возникающих преимущественно при отступании вод залива или озера.

В балахонской серии широко распространены отложения крупного бассейна (озера), среди них можно с большей или меньшей долей уверенности различать следующие фации: 1) глинисто-алевритовых осадков озера; 2) песчано-алевритовых осадков зоны волновой ряби побережья; 3) песчаных отложений кос, пересыпей, баров; 4) песчаных и грубообломочных отложений выносов рек, значительно переработанных в бассейне (озере); 5) песчаных отложений зоны течений.

Очень сходные фации развиты и среди отложений переходных от континентальных к морским. Удастся выделить фации: 1) глинисто-алевритовых осадков опресненного залива; 2) песчано-алевритовых осадков зоны волновой ряби залива и 3) песчаных отложений кос, пересыпей, баров. Отложения опресненных заливов характерны для нижнебалахонской свиты, а обширных бассейнов (озер) для верхнебалахонской (Коперина, 1962; Перепечина, 1952; Яворский и др., 1951).

Далеко не все фации выделяются уверенно: некоторые из них сходны литологически с фациями, образовавшимися в другой обстановке, но анализ фациальной изменчивости на площади и по вертикали позволяет установить их природу.

Состав и строение выделенных фаций различаются не только в разных подсвитах балахонской серии, но и в одной и той же подсвите разных районов. При восстановлении палеогеографических обстановок времени накопления балахонской серии возникли значительные трудности. Поэтому при составлении палеогеографических схем вначале в пределах каждой подсвиты выявлялись соотношения фаций для каждого района в отдельности, а затем увязывались наметившиеся по районам изменения на площади всего бассейна. Анализируя распределение фаций, удастся более или менее достоверно восстановить условия накопления балахонской серии.

Ниже приводится краткое описание выделенных фаций, а затем общая характеристика обстановок, господствовавших в Кузнецкой впадине во время накопления ниже- и верхнебалахонской свит.

1. АЛЛЮВИАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Слагающие аллювий отложения русла и поймы имеют разное значение в строении балахонской серии. Основная роль принадлежит русловой фации, тогда как пойменная занимает явно подчиненное положение. При составлении палеогеографических карт (см. ниже) аллювиальные отложения учитывались в целом.

1. Фация песчаных и грубообломочных отложений русла представлена преимущественно плохо сортированными разнозернистыми, чаще среднезернистыми песчаниками. В них намечается четкая косая однонаправленная, иногда серийная, реже линзовидная слоистость за счет изменения крупности зерна, скоплений по плоскостям наслоения гравийного, реже мелкогалечного материала и довольно крупных растительных остатков. Кроме того, гравийный и мелкогалечный материал иногда беспорядочно располагается в песчаниках. Грубообломочный материал представлен разнообразными эффузивными и изверженными породами, метаморфизованными известняками, кварцем, сидеритом. Однако далеко не всегда галька и гравий бывают так разнообразны по составу, иногда они состоят исключительно из сидерита. Галька и гравий в основном полуокатанные и окатанные, угловатые формы встречаются редко.

В песчаных отложениях русла наблюдаются крупные обломки и даже целые стволы карбонизированной древесины.

Как правило, аллювиальные отложения залегают с размывом в основании сложно построенных циклов, вверх по разрезу они сменяются прибрежными песчаными отложениями, а иногда накоплениями выносов рек, реже по очень резкой границе перекрываются глинисто-алевритовыми бассейновыми накоплениями. Изредка можно наблюдать закономерную смену русловых отложений пойменными. Размывы в основании аллювиальных отложений могут быть значительными, иногда они приводят к уничтожению пластов угля.

Аллювиальные русловые отложения пользуются достаточно широким распространением в верхнебалахонской свите, в нижнебалахонской свите содержание их незначительно. Роль аллювиальных накоплений на востоке и юго-востоке Кузбасса на протяжении всего времени накопления балахонской серии были во много раз выше, чем по его западной окраине.

Примерами русловой фации являются мощные песчаники кемеровской подсвиты Крапивинского района (разрез у устья р. Порывайки), песчаники в основании верхнебалахонской свиты большинства районов бассейна, например Томь-Усинского.

2. Фация песчано-алевритовых отложений поймы сопутствует русловым фациям аллювия, сменяя их выше по разрезу, но очень часто может и отсутствовать, что, вероятно, следует связывать с режимом рек того времени, а именно, с их горным характером.

Пойменные отложения представлены изменчивым по площади комплексом песчано-алевритовых и глинистых осадков с разнообразной мелкой слоистостью за счет незначительного изменения крупности зерна, присутствия глинистого материала по плоскостям наслоения, а также скоплений по ним растительного детрита и реже растительных остатков хорошей сохранности.

Слоистость в песчано-алевритовых отложениях разнообразна. По форме — косая, однонаправленная, косо-волнистая и реже линзовидная.

Для песчано-алевритовых отложений поймы характерны прослойки заиления, а также прослойки мелкого или крупного алевритов с горизонтальной слоистостью.

Отложения поймы известны в основном из верхнебалахонской свиты Том-Усинского, Прокопьевско-Киселевского и других районов. Мощность пойменных отложений не превышает нескольких метров, но в сочетании с русловыми они слагают аллювиальные толщи в 20—30 м, а иногда и более — 60 м мощности.

II. БОЛОТНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Заболачивание во время накопления балахонской серии имело региональный характер, о чем можно судить по выдержанности отдельных пластов на площади бассейна. Во время накопления острогской свиты отложения болот еще не играли существенной роли, но в нижне- и особенно в верхнебалахонское время наблюдалось длительное заболачивание, приводящее к образованию мощных пластов угля (Белянин, Бочковский, 1962).

В нижнебалахонское время заболачивались обширные равнины, возникавшие при отступлении вод залива; в верхнебалахонское время заболачиванию подвергались обширные аллювиальные равнины и прибрежные участки пресноводных бассейнов (озер) вблизи выносов рек.

Среди болотных отложений можно выделить фацию заболоченных равнин и фацию болот³.

1. Фация глинисто-алевритовых осадков заболоченных равнин представлена темно-серыми или почти черными аргиллитами и алевритами, реже мелкозернистыми глинисто-алевритистыми песчаниками, богатыми органическим материалом. Эти отложения, как правило, отличаются комковатой текстурой, возникшей под воздействием корневой системы растений.

Для указанных отложений очень характерны многочисленные и иногда довольно крупные (до 0,3 м толщиной) конкреции сидерита и сферолитовые образования того же состава. Имеют место скопления мелких зерен пирита.

Отложения заболоченных равнин, возникающих при отступлении вод бассейна (озера) или залива и характеризующихся крайне незначительным перемещением глинистого и алевритового материала, как правило, не обладают значительной мощностью, обычно 2—3 м, реже до 7—10 м. Они широко распространены в алыкаевской подсвите Прокопьевско-Киселевского, Анжеро-Судженского и Кемеровского районов, например, выше и ниже пласта Румянцевского на Северном Бирюлинском участке.

2. Фация углисто-глинистых и углистых накоплений собственно болот и заиливающихся озер-болот представлена гумусовыми углями, углями типа кеннель-богхедов и углистыми аргиллитами. Аргиллиты черные углистые, иногда алевритовые, слоистость в них обычно тонкая, горизонтальная, однако есть и неслоистые разности. Растительные остатки присутствуют в виде мелкого детрита, реже встречаются остатки хорошей сохранности. В аргиллитах изредка присутствует фауна пелеципод. Для этих аргиллитов отмечаются иногда тоненькие прослойки и линзочки карбонатного вещества кальцитового состава. Мощности аргиллитов обычно не превышают 1,5—2 м.

Мощность углей изменяется от нескольких сантиметров до нескольких метров и даже 20—30 м (пласт Волковский в Кемеровском районе, пласт Мощный в Прокопьевско-Киселевском районе).

III. ОЗЕРНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Озерные отложения⁴ очень разнообразны по составу, структурным и текстурным особенностям слагающих их пород. В генетическом отношении среди озерных отложений можно выделить несколько фаций: 1) песчаных и грубообломочных отложений выносов рек, переработанных в бассейне (озере); 2) песчаных отложений зоны течений; 3) пес-

³ При составлении палеогеографических карт эти фации объединялись.

⁴ Развита преимущественно в верхнебалахонской свите.

чаных отложений кос, пересыпей, баров; 4) песчано-алевритовых осадков зоны волновой ряби и 5) глинисто-алевритовых осадков.

1. Фация песчаных и грубообломочных отложений выносов рек, переработанных в бассейне. Отложения выносов рек в бассейн сложены мелко- и крупнозернистыми песчаниками иногда с редкими гравийными зернами, преобладают среднезернистые разности. Песчаники обычно плохо- и среднесортированные. Однако изменение гранулометрического состава происходит постепенно, ритмичной сортировки материала не наблюдается.

Слоистость нечеткая, косая, с различными углами наклона косых серий, обусловлена скоплениями растительного детрита на плоскостях наслоения. Иногда встречаются крупные обугленные растительные остатки.

В основании песчаных отложений выносов рек в бассейн могут присутствовать линзы более грубого материала — это крупнозернистые песчаники с мелкой и средней галькой сидеритового состава, реже галька представлена алевролитами и аргиллитами. Галька концентрируется в виде линз, от которых в стороне располагаются все более мелкие гальки сидерита, которые, наконец, исчезают, однако граница размыва прослеживается и дальше.

Для отложений этой фации довольно характерны крупные (до 1,5 м) конкреционного типа скорлуповатые стяжения, не очень четко отличающиеся от вмещающей породы. Эти стяжения обусловлены наличием обильного карбонатного цемента преимущественно анкеритового состава.

Отложения выносов рек тесно связаны с русловыми фациями, которые они сменяют. Кроме того, наблюдается тесная связь их с прибрежными песчаными осадками. Местами они по очень четкой границе с размывом сменяются глинисто-алевритовыми отложениями бассейна.

Мощность отложений выносов рек, переработанных в бассейне, достигает 20—30 м, а в сочетании с русловыми и прибрежными накоплениями они могут слагать мощные песчаниковые толщи до 60—80 м. Отложения выносов рек характерны для верхнебалахонской свиты юго-востока и севера Кузбасса, где они занимают значительные площади. Примером этой фации являются Подволковские песчаники в районе г. Кемерово.

2. Фация песчаных отложений зоны течений. Комплекс отложений зоны течений сложен хорошо и среднесортированными серыми и светло-серыми песчаниками. Преобладают среднезернистые разности, несколько реже наблюдаются мелкозернистые. Следует отметить очень постепенные неоднократные переходы от мелкозернистых песчаников до крупнозернистых.

Песчаники на больших интервалах вертикального разреза очень однородные, без слоистости. Иногда наблюдается не очень четкая крупная горизонтальная или очень пологая косая, по-видимому, разнонаправленная слоистость. Участки неслоистые чередуются с участками, где слоистость слабо заметна за счет незначительной примеси мелкого растительного детрита.

С песчаниками, которые, по-видимому, можно отнести к отложениям зоны течений, связаны линзовидные прослой и линзы, содержащие оолиты фосфатного, а иногда смешанного фосфатно-кремневого состава, сцементированные обильным карбонатным или фосфатным материалом. Эта находка фосфатных оолитов ниже пласта Горловского в Кемеровском районе очень интересна для выяснения генезиса вмещающих отложений.

Мощности отложений зоны течений могут достигать 20 м и даже более. Они, как правило, бывают связаны с отложениями зоны волновой ряби и пользуются значительным распространением в верхнебалахонской свите севера бассейна, изредка встречаются и южнее. Однородные среднесортированные песчаники зоны течений известны над пластом Люковым Глушинского участка и в 50 м ниже пласта Неожиданного Кедровско-Бутовского участка Кемеровского района.

3. Фация песчаных отложений кос, пересыпей, баров. Песчаные прибрежные отложения довольно разнообразны по крупности слагающего их материала. Обычно это мелко- и среднезернистые песчаники со средней сортировкой зерна. Более крупные песчаные разности встречаются реже, то же касается и более мелкого алевритового материала, который иногда дает прослойки среди песчаников. В песчаниках наблюдается не очень четкая крупная косая слоистость со сходящимися слоями, обусловленная мелким растительным детритом. Более крупный растительный материал встречается редко.

Мощность песчаных прибрежных накоплений может достигать 20—30 м, но обычно меньше. Эти отложения, как правило, связаны с песчаными осадками зоны волновой ряби. Они широко распространены в разрезе ишаново-промежуточной подсвиты Кемеровского района в интервале между пластами Лапичевским и Кумпановским.

Фация песчаных отложений кос, пересыпей, баров, а также упомянутые выше фации песчано-алевритовых осадков зоны волновой ряби и глинисто-алевритовых осадков развиты не только среди озерных отложений. Особенно широким распространением они пользуются среди отложений опресненных заливов, характерных для нижнебалахонской свиты. Внешне указанные фации озер и заливов весьма сходны; различаются они в основном по присутствию фауны солоноватоводных пеллеципод, усоногих раков, реже угнетенных брахиопод среди отложений заливов. Имеются и некоторые литологические признаки, позволяющие считать осадки накоплениями опресненных заливов, а не озер. В частности, о накоплении в опресненном заливе может свидетельствовать присутствие линз и прослоев известняков, несколько повышенное содержание фосфора в глинисто-алевритовых породах, присутствие единичных зерен глауконита и другие особенности.

Поскольку фация песчано-алевритовых осадков зоны волновой ряби и фация глинисто-алевритовых осадков особенно широко распространены среди отложений заливов, они описаны в разделе, посвященном характеристике фаций опресненного залива. Характеристика этих фаций для озера не приводится.

IV. ОТЛОЖЕНИЯ ОПРЕСНЕННОГО ЗАЛИВА

Среди фаций опресненного залива удается выделить фацию песчаных отложений кос, пересыпей, баров⁵, а также наиболее широко распространенные фации песчано-алевритовых осадков зоны волновой ряби и глинисто-алевритовых осадков.

1. Фация песчано-алевритовых осадков зоны волновой ряби. Для осадков зоны волновой ряби опресненных заливов характерны глинисто-алевритовые накопления, а также алевритовые и песчаные (последние

⁵ Характеристика фации песчаных осадков кос, пересыпей, баров опресненного залива очень близка к характеристике этой фации озер (см. выше, стр. 13).

обычно мелко- и реже среднезернистые). Цвета пород этой фации серые, реже темно-серые. Сортировка материала в породе плохая, иногда средняя.

Слоистость обусловлена изменением крупности материала и присутствием мелкого растительного детрита на плоскостях наложения. Тип слоистости довольно четко связан с гранулометрическим составом осадков, иногда наблюдаются многочисленные текстуры взмучивания и подводного оползания. В этих осадках можно встретить конкреции и конкреционные прослои магнезиального сидерита.

В преимущественно алевритовых разностях наблюдается линзовидная и реже перекрестная слоистость, заметная за счет чередования линзочек темно-серого мелкозернистого алевролита и более выпуклых линзочек светлого крупнозернистого. Частое чередование линзочек и прослоечков пород в поле называлось «слоистой».

Песчаные разности, накопившиеся в условиях наиболее подвижного мелководья, характеризуются обычно не очень четкой сложной волнистой и косо-волнистой слоистостью за счет скоплений мелкого растительного детрита.

Осадки зоны волновой ряби являются самыми распространенными среди отложений нижебалахонской свиты. Они имеют не только вертикальное, но и значительное площадное распространение. Мощности отложений зоны волновой ряби заливов достигают 30—40 м, но обычно меньше. Типичным примером этой фации являются песчано-алевроитовые отложения над пластом Григорьевским в Корчуган-Белкинском и под пластом 32 — Оползневым в Крапивинском (с. Змеинка) районах бассейна.

Перечисленные разновидности осадков зон волновой ряби часто чередуются с глинистыми фациями заливов, а также с песчаными осадками кос, пересыпей и баров.

2. Фация глинисто-алевроитовых осадков лагун и заливов. Глинисто-алевроитовые осадки заливов довольно своеобразны. Аргиллиты и алевролиты (последние обычно мелкозернистые, глинистые) характеризуются плохой и средней сортировкой материала, цвет их темно-серый, реже серый и даже светло-серый. В них наблюдается очень мелкая слабо заметная горизонтальная слоистость, обусловленная скоплениями довольно крупных листочков слюды и мелкого растительного детрита по плоскостям наложения; более крупный растительный детрит и отпечатки листовой флоры хорошей сохранности встречаются редко. Кроме горизонтальной слоистости, наблюдается нечеткая линзовидная слоистость, обусловленная изменением крупности зерна; в отдельных более светлых линзочках, сложенных крупным алевролитом, присутствуют элементы косой слоистости со сходящимися слоями.

В аргиллитах и мелкозернистых алевролитах встречаются отпечатки пеллеципод, реже усоногих раков и червей. Очень редко встречаются отпечатки брахиопод. Интересно, что отпечатки *Spirorbis* наблюдаются иногда совместно с отпечатками флоры хорошей сохранности.

К глинисто-алевроитовым отложениям лагун часто бывают приурочены линзовидные конкреции и конкреционные прослои магнезиального сидерита, обычно имеющие небольшую мощность (максимальная до 20 см).

Кроме сидеритовых конкреций, в глинистых накоплениях заливов встречаются кальцитовые конкреции и конкреционные прослои. Местами содержание карбонатного материала в разрезе так велико, что породе следует называть глинистым или алевритовым известняком. Известняк характеризуется афанитовой или мелкозернистой структурой.

Мощность прослоев его достигает 5—8 м, но повышенное содержание карбонатного материала в глинистых и алевроитовых породах может проследиваться на несколько десятков метров и даже более по вертикали. Прослой известняков отмечаются в алыкаевской подсвите Томь-Усинского района (интервал между пластами XLVII—XLIX). Прослой меньшей мощности известны в алыкаевской подсвите Крапивинского, Кемеровского, Завьяловского и Бачатского районов.

Собственно глинисто-алевритовые отложения лагун и заливов имеют мощность до 8—10 м, реже больше. Типичным примером этой фации можно считать алевроитистые аргиллиты выше пласта Флорского в Завьяловском районе.

V. ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ СХЕМЫ

В результате анализа фациальных особенностей разрезов балахонской серии Кузнецкого бассейна были составлены палеогеографические схемы для пяти подсвит ниже- и верхнебалахонской свит. Палеогеографическая карта для острогской свиты не составлялась, поскольку изучению этой свиты посвящен ряд работ Т. Н. Процветаловой (1956, 1957, 1960).

Отложения мазуровской подсвиты, с которой связано начало промышленного угленакопления, достаточно выдержаны на больших площадях бассейна. Среди них значительная роль принадлежит песчано-алевритовым отложениям зоны волновой ряби мелкого опресненного залива, а также песчаным прибрежным накоплениям (фиг. 2). Только на севере несколько возрастает роль глинисто-алевритовых осадков. Угленосность подсвиты небольшая, не превышает нескольких процентов.

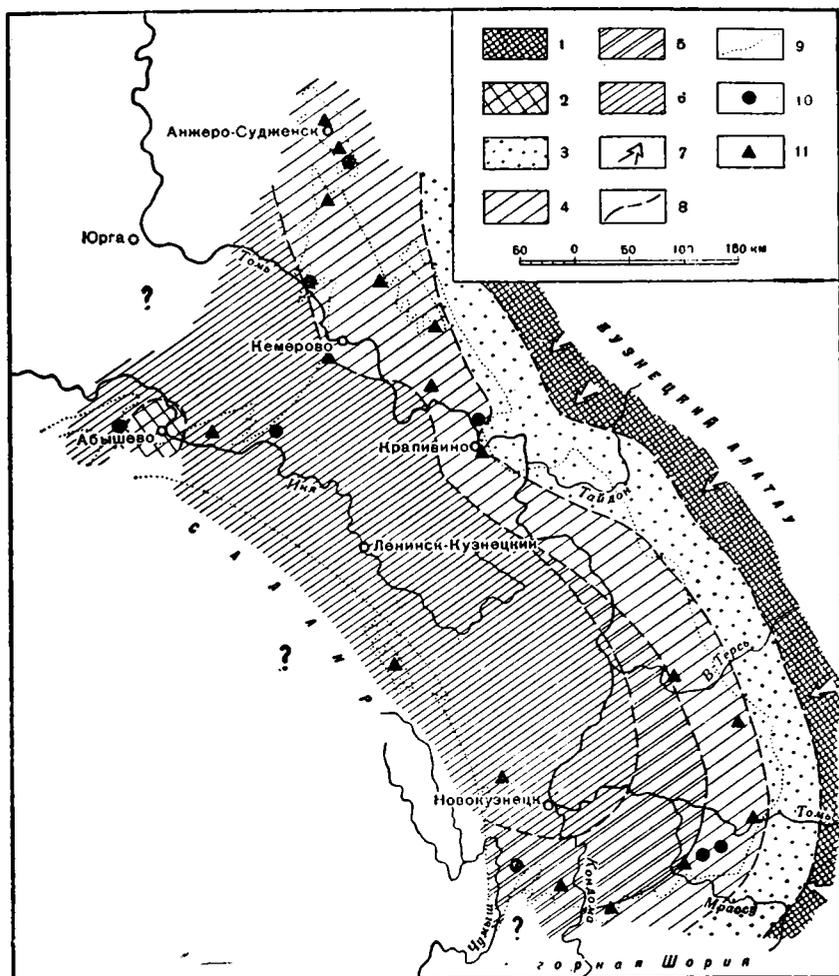
Анализ фактического материала по мазуровской подсвите показывает, что во время ее накопления вдоль восточной окраины Кузнецкого бассейна протягивалась довольно узкая полоса осадков, представленных чередованием песчаных аллювиальных накоплений и разнообразных осадков заболоченной равнины. В западном направлении, кроме перечисленных отложений, появляются песчано-алевритовые и песчаные прибрежные отложения залива. Периодически воды залива отступали, по-видимому, в северо-западном направлении, а обширные территории занимали заболоченные прибрежные равнины.

По восточной окраине современного Кузнецкого бассейна вырисовывается область сноса, с наиболее возвышенными участками в южной части Кузнецкого Алатау и прилежащих районах Горной Шории.

Западное ограничение бассейна не ясно, однако на западе в районе Абышевского купола и прилежащей территории можно предполагать небольшую область сноса, так как отложения острогской свиты и нижних горизонтов мазуровской подсвиты к западу от Абышевского купола отсутствуют. Возможно, что во время накопления мазуровской подсвиты на западе Кузнецкого бассейна существовала низменная островная суша, располагавшаяся на месте современного Салаира, почти не сказывавшаяся как область сноса.

Характер осадков этого времени в юго-западной части Кузнецкого бассейна (юг Чумышского залива) не позволяет наметить в этом месте замыкания залива, возможно, что он продолжался южнее.

Отложения мазуровской подсвиты так же, как и отложения выше-лежащей алыкаевской подсвиты, характеризуются преимущественно некрупными циклами (20—30 м), причем в строении циклов принимают значительное участие различные отложения опресненного залива

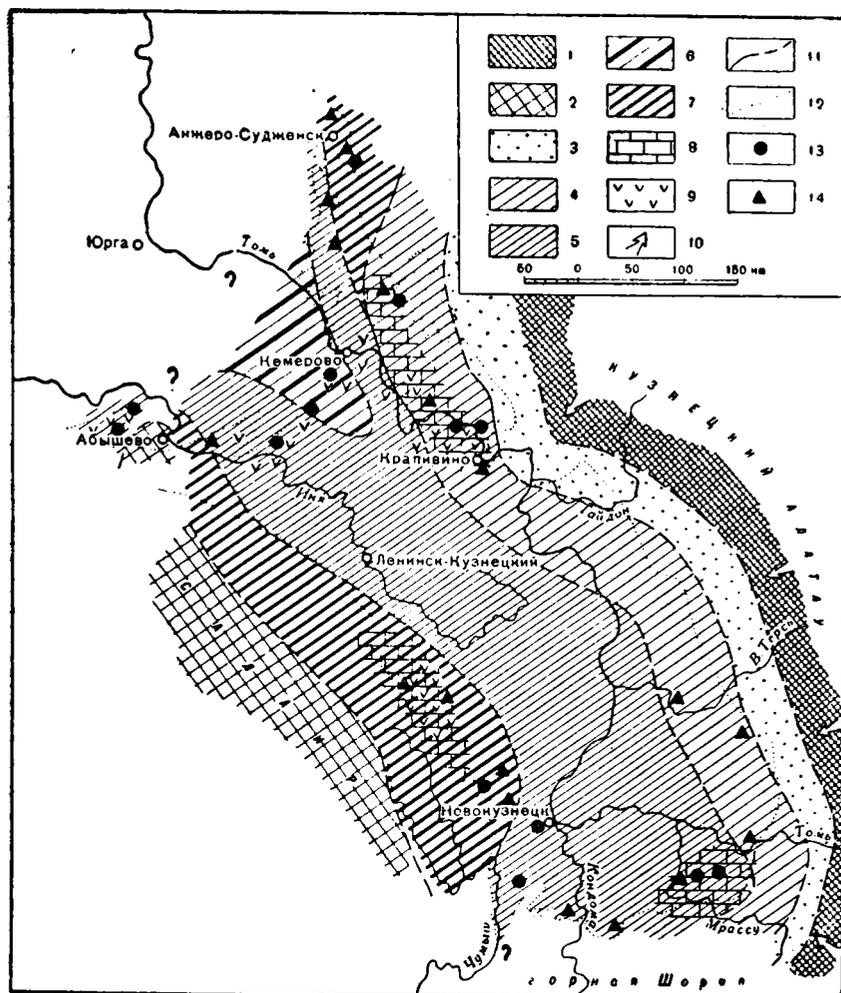


Фиг. 2. Палеогеографическая схема мазуровской подсвиты

1 — обстановка горной суши; 2 — обстановка низменной суши; 3 — чередование обстановок аллювиальных равнин, заболоченных равнин и болот; 4 — чередование обстановок аллювиальных равнин, заболоченных равнин, болот и прибрежных частей залива; 5 — чередование обстановок залива, аллювиальных равнин, заболоченных равнин и болот; 6 — чередование обстановок залива, заболоченных равнин и болот (преобладают песчано-алевритовые осадки залива); 7 — направление сноса; 8 — границы палеогеографических обстановок, пунктиром — предполагаемые; 9 — внешняя граница современного распространения нижебалахонской свиты; 10 — разрезы, описанные автором; 11 — разрезы, полученные по литературным материалам

Отложения алыкаевской подсвиты представлены в основном частым чередованием песчано-алевритовых и глинисто-алевритовых, а иногда и карбонатных пород. По западной, северо-западной и северо-восточной окраинам наблюдается незначительная примесь туфогенного материала (Марченко, 1947). По восточной, а частично и по западной окраинам развиты песчаные и изредка более грубозернистые отложения (фиг. 3).

Вдоль восточной окраины Кузнецкого бассейна так же, как и в предыдущее время, наблюдается достаточно широкая полоса отложений, где, помимо типичных отложений заливов, присутствуют аллювиальные накопления. В западном направлении количество аллювиальных отложений резко сокращается. В разрезах подсвиты преобладают отложения залива (фиг. 3, знак 5).



Фиг. 3. Палеогеографическая схема алыкаевской подсвиты

1 — обстановка горной суши; 2 — обстановка низменной суши; 3 — чередование обстановок аллювиальных равнин, заболоченных равнин и болот; 4 — чередование обстановок залива, аллювиальных равнин, заболоченных равнин и болот; 5 — чередование обстановок залива, заболоченных равнин и болот (преобладают песчано-алевритовые осадки залива); 6 — чередование обстановок залива, заболоченных равнин и болот (преобладают глинистые осадки залива); 7 — чередование обстановок залива, заболоченных равнин и болот (преобладают глинисто-углистые отложения болот и заболоченных равнин); 8 — области распространения карбонатного материала; 9 — области распространения пеллового материала; 10 — направление сноса; 11 — границы палеогеографических обстановок, пунктиром — предполагаемые; 12 — внешняя граница современного распространения нижнебалахонской свиты; 13 — разрезы, описанные автором; 14 — разрезы, полученные по литературным материалам

Во время накопления алыкаевской подсвиты областью сноса продолжал оставаться Кузнецкий Алатау и Горная Шория, вдоль предгорий которых проходила береговая линия залива. Центральная часть Кузнецкой впадины была занята на значительных площадях песчано-алевритовыми осадками зоны волновой ряби и глинисто-алевритовыми, реже карбонатными осадками залива. На северо-западе залива намечается район более широкого развития глинистых фаций. Залив был сильно опресненным (солонатоводным), об этом свидетельствует фауна солонатоводных пелелипод, усоногих раков, червей и встречающихся на севере бассейна угнетенных форм брахиопод. Залив, по-види-

тому, имел весьма слабую связь с морским бассейном, располагавшимся к северо-западу.

По западной окраине Кузнецкого бассейна прослеживается полоса, где более широко развиты отложения заболоченной равнины, но здесь присутствуют чередующиеся с ними отложения залива и аллювиальные накопления. Вероятно, Салаир в это время представлял очень низменную сушу, мало сказавшуюся как область сноса.

На юго-западе, в области «Чумышского залива», характер осадков так же, как и во время накопления мазуровской подсветы, не дает оснований предполагать замыкания бассейна.

Вышележащие отложения верхнебалахонской свиты характеризуются широким развитием крупных (50—60 м и более) циклов угленакпления, часто с мощными (до 20—30 м) пластами угля (пласты Кемеровский, IV Внутренний, Мощный и др.) В строении циклов верхнебалахонской свиты ведущая роль принадлежит разнообразным песчаным породам, преимущественно аллювиального и прибрежно-бассейнового происхождения. Фауна, населявшая верхнебалахонские бассейны, представлена в основном пресноводными пелециподами. Только в нижних горизонтах свиты встречается фауна, имеющая некоторые общие черты с предшествующей фауной пелеципод.

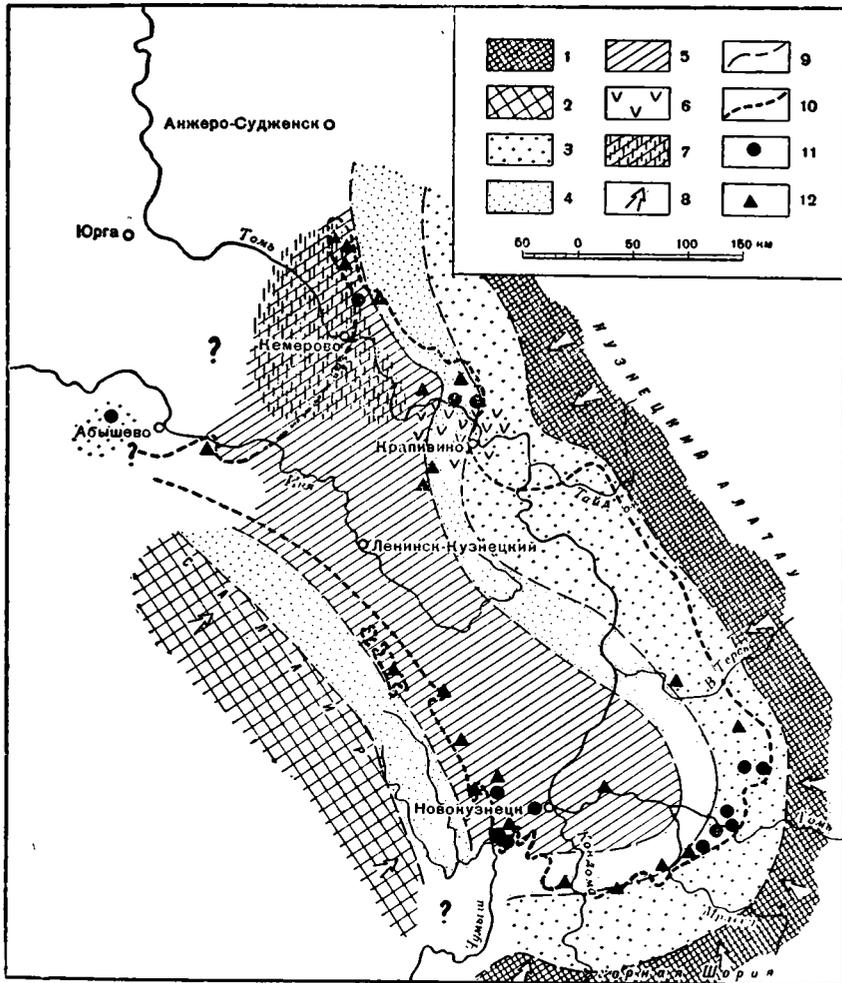
Солоноватоводный периодически заболачивающийся залив, существовавший на месте Кузнецкой впадины в течение среднего и верхнего карбона, в начале пермского периода претерпевает существенные изменения. Почти теряется связь с более северными морскими бассейнами, только периодическая кратковременная связь, по-видимому, еще имела место, да и то влияние морского (?) бассейна сказывается лишь на незначительной площади на севере. Большая часть бассейна (озера) пермского времени, занимавшего Кузнецкую впадину, была пресноводной.

По периферии бассейна располагались области, где господствовали обстановки аллювиальных равнин, заболоченных прибрежных равнин, которые периодически занимали воды бассейна, наступавшего из центральной части впадины.

В начале пермского периода значительно усилились поднятия в области сноса, особенно это касается всей восточной и юго-восточной окраин (поднятия в области современного Кузнецкого Алатау и Горной Шории). Несколько менее четко в это время сказывается роль Салаира как области сноса, однако влияние это уже более ощутимо, чем в предыдущее время. По-видимому, Салаир представлял в это время низменную сушу.

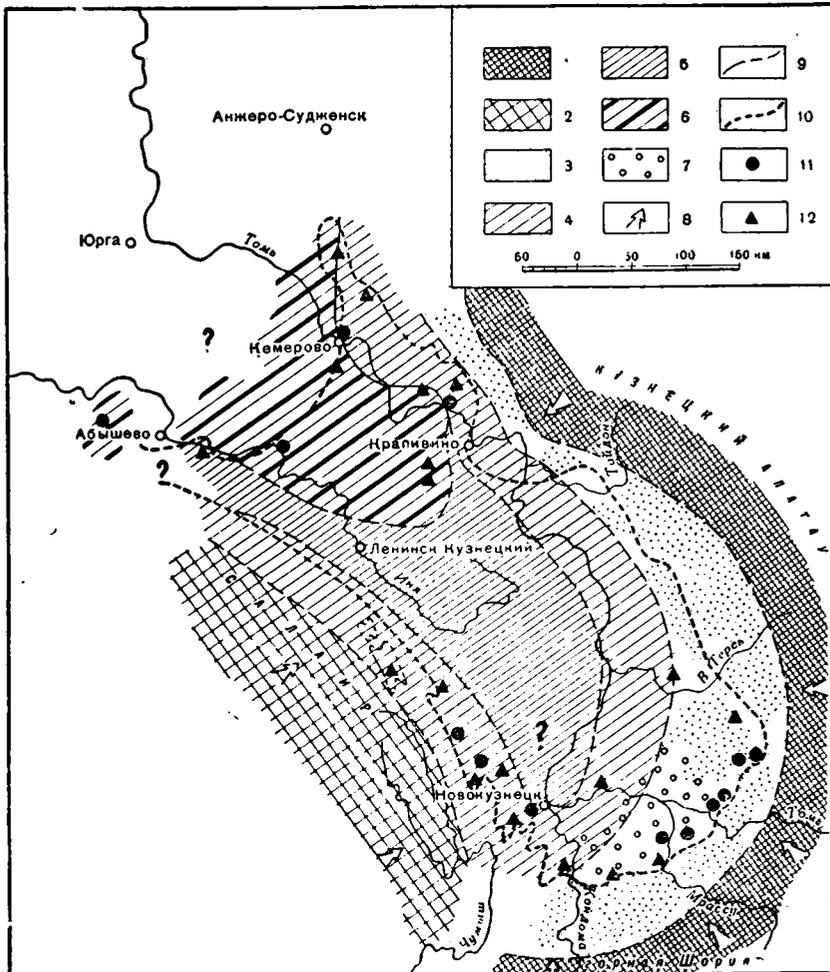
Во время накопления промежуточной и ишановской подсвет (фиг. 4) вдоль предгорий Кузнецкого Алатау располагаются преимущественно песчаные и грубообломочные аллювиальные отложения, чередующиеся с разнообразными болотными образованиями. Однако эта полоса по сравнению с каменноугольным временем значительно продвинулась к центру впадины. Полоса аллювиальных отложений, чередующихся с болотными, предположительно располагается и по западной окраине бассейна.

По восточной и южной окраинам Кузнецкой впадины, но ближе к центру, располагается полоса, где периодически сменяли друг друга бассейновые, аллювиальные и болотные обстановки. Интересно отметить, что к северу и западу от Крапивны в отложениях ишановской и промежуточной подсвет присутствует эффузивный материал, давший монтмориллонитовые глины. Следует указать, что монтмориллонит среди песчаных пород этого района отмечается и в алыкаевской подсвете.



Фиг. 4. Палеогеографическая схема промежуточной и ишановской подсвит
 1 — обстановка горной суши; 2 — обстановка низменной суши; 3 — чередование обстановок аллювиальных равнин, заболоченных равнин и болот; 4 — чередование обстановок аллювиальных равнин, заболоченных равнин, болот и прибрежных частей бассейна (озера); 5 — чередование обстановок бассейна (озера), аллювиальных равнин, заболоченных равнин и болот; 6 — области распространения пеллового материала; 7 — области, на которых периодически сказывалось влияние моря; 8 — направление сноса; 9 — границы палеогеографических обстановок, пунктиром — предполагаемые; 10 — внешняя граница современного распространения верхнебалахонской свиты; 11 — разрезы, описанные автором; 12 — разрезы, полученные по литературным материалам

Центральная часть Кузнецкой впадины была преимущественно занята пресноводным бассейном (озером) (фиг. 4, знак 5). Периодически площадь бассейна сокращалась, он отступал в северо-западном направлении, а его место занимала прибрежная заболоченная равнина или даже аллювиальная равнина. Только на самом северо-западе в районе Кемерова характер отложений ишановской и промежуточной подсвит указывает на временное влияние более северного бассейна, возможно, нормальной солёности. Это влияние, по-видимому, выразилось и в том, что среди песчано-карбонатных пород подсвиты наблюдаются линзы из оолитов фосфатного состава, а кроме того, в присутствии мощных толщ однородных хорошо сортированных песчаников, которые, возможно следует трактовать как накопления зоны течений бассейна.



Фиг. 6. Палеогеографическая схема устьютской подсвиты

1 — обстановка горной суши; 2 — обстановка низменной суши; 3 — чередование обстановок аллювиальных равнин, болот и прибрежных частей бассейна (озера); 4 — чередование обстановок бассейна (озера), аллювиальных равнин, заболоченных равнин и болот; 5 — чередование обстановок бассейна (озера), заболоченных равнин и болот [преобладают песчано-алевритовые осадки бассейна (озера)]; 6 — чередование обстановок бассейна (озера), заболоченных равнин и болот [преобладают глинистые отложения бассейна (озера)]; 7 — области распространения песчаного материала, вынесенного в бассейн (озеро) реками (конусы выносов); 8 — направление сноса; 9 — граница палеогеографических обстановок, пунктиром — предполагаемые; 10 — внешняя граница распространения верхнебалахонской свиты; 11 — разрезы, описанные автором; 12 — разрезы, полученные по литературным материалам

ем и хорошей устойчивостью на площади (особенно на юге) отличаются фации заболоченной равнины и торфяных болот, периодически появляются песчано-алевритовые отложения мелководного озера (фиг. 5, знак 3).

Менее широким развитием аллювиальные обстановки в указанное время пользовались на западе бассейна вдоль предгорий Салаира, здесь среди аллювиальных отложений почти нет грубообломочных пород, что, по-видимому, указывает на невысокие гипсометрические отметки размываемой суши.

Ближе к центральной части впадины прослеживается широкая полоса (особенно на юго-востоке), в пределах которой во время форми-

рования кемеровской подсвиты происходило чередование бассейновых, болотных и аллювиальных обстановок с явным преобладанием первых (фиг. 5, знак 4).

Можно полагать, что центральная часть впадины была значительное время занята озером. Периодически на эту территорию распространялось заболачивание, а временами она превращалась в обширную аллювиальную равнину.

Характер замыкания бассейна на северо-западе не ясен. Указаний на связь бассейна Кузнецкой впадины с более северными не имеется, однако нет и четких признаков сноса с северо-запада, т. е. из области, где сейчас располагаются более древние отложения складчатой Томь-Колыванской зоны.

Позднее, во время накопления осадков усятской подсвиты (фиг. 6), характер бассейна в северной части Кузнецкой впадины существенно меняется, тогда как на юге условия накопления остаются почти такими же, какими они были во время накопления кемеровской подсвиты.

Области сноса в это время занимают ту же территорию, что и во время накопления предыдущей подсвиты. На юго-востоке сохраняется область, где длительное время господствовали обстановки широкой, временами заболачивающейся аллювиальной равнины, сменявшейся обстановками прибрежной части бассейна (озера).

В южной части Кузнецкой впадины длительное время сохранялся бассейн (озеро), в котором формировались мелководные песчано-алевритовые осадки, но и эта территория периодически подвергалась региональному заболачиванию (фиг. 6, знак 4).

В северной части бассейна имело место накопление глинисто-алевритовых осадков. Эта территория лишь частично подвергалась заболачиванию, угленосность усятской подсвиты в ряде районов крайне низкая (фиг. 6, знак 6).

Можно полагать, что такие резкие различия в фациальных обстановках на юге и севере Кузнецкой впадины объясняются проникновением вод бассейна, располагавшегося севернее. Со временем этот уже солоноватоводный бассейн занял почти всю впадину, и в нем начали формироваться мощные песчаные и песчано-алевритовые осадки кузнецкой свиты, только на юге содержащие тонкие пластики углей.

Таким образом, прослеживая развитие бассейнов, занимавших Кузнецкую впадину в течение среднего и верхнего карбона, а частично и нижней перми, следует отметить постепенное замыкание и опреснение бассейна, которое с незначительными отступлениями продолжалось в течение этого времени, и только во время накопления усятской подсвиты наблюдалось новое наступление бассейна с севера. О существовании морского бассейна к северу от Кузнецкой впадины свидетельствует тот факт, что именно в этом направлении появляются самые тонкие и более «морские» отложения почти для всех подсвит балахонской серии. В настоящее время об этом северном бассейне можно говорить в значительной мере предположительно, так как на этой территории на дневную поверхность выведены более древние (нижний карбон — девон) отложения Томь-Колыванской зоны.

Областью сноса на протяжении среднего карбона — ранней перми оставался в основном Кузнецкий Алатау, особенно в его южной части и Горная Шория; Салаир, как область сноса, выявлялся слабо, особенно в каменноугольное время.

Составленные палеогеографические карты-схемы позволяют проследить не только историю развития бассейна, но и наметить наиболее перспективные в отношении угленосности районы, так как развитие

фашии заболоченной равнины и болот имеет определенные закономерности, связанные с общими условиями накопления осадков в Кузнецкой впадине. Так, в алыкаевской подсвите повышенная угленосность известна в южной части Присалаирской полосы, где длительное время сохранялись незначительные опускания, часто компенсировавшиеся ростом торфяников. Такая же примерно картина наблюдалась на севере в Анжерском районе, где имело место медленное опускание у северных более низких отрогов Кузнецкого Алатау.

В верхнебалахонское время повышенная угленосность характерна для южной половины бассейна, где более длительное время господствовали обстановки заболоченных прибрежных равнин. Однако и на севере на отдельных площадях (Кемеровский район) вдоль обширных песчаных выносов рек в бассейн шло длительное устойчивое заболачивание, давшее крупныи циклы с мощными пластами угля.

ЛИТЕРАТУРА

- Атлас литогенетических типов угленосных отложений среднего карбона Донецкого бассейна. Изд-во АН СССР, 1956.
- Белянин Н. М., Бочковский Ф. А. Карты угленосности нижнебалахонской и верхнебалахонской свит Кузнецкого бассейна. Материалы Сибирской тематической комиссии по истории угленакопления (2). Изд. Сиб. отд. АН СССР, 1962.
- Ботвинкина Л. Н. Условия накопления угленосной толши в Ленинском районе Кузнецкого бассейна. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 139, сер. угольн., 1953.
- Будников В. И. Новые данные по геологии Заломненского и Верхнетерсинского районов Кузбасса. Вопросы геологии Кузбасса (2). Изд. Томск. ун-та, 1959.
- Давыдова Т. Н., Гольдштейн Ц. Л. Выделение генетических типов отложений как основа литогенетических исследований угленосных толщ. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 90, сер. угольн., № 2, 1947.
- Коперина В. В. Фациальный состав пород и условия осадконакопления балахонской серии Кузбасса. Материалы Сибирской тематической комиссии по истории угленакопления (2). Изд. Сиб. отд. АН СССР, 1962.
- Кутуков А. В. Условия образования осадков балахонской серии Заломненской депрессии Кузбасса. Материалы по региональной геологии, вып. 13. Госгеолтехиздат, 1960.
- Марченко В. И. О литостратиграфическом расчленении острогской и балахонской свит Кемеровского района. Вестник Зап.-Сиб. геол. упр., № 5, 1947.
- Марченко В. И. К литостратиграфии балахонской свиты Кузнецкого бассейна. Вестн. Зап.-Сиб. геол. упр., № 6, 1947.
- Перепечина Е. А. Литологическая характеристика верхов балахонской свиты юга Кузнецкого бассейна. Сб. памяти Степанова П. И. Изд-во АН СССР, 1952.
- Процветалова Т. Н., Сарычева Т. Г., Сокольская А. Н. О нижнекаменноугольном возрасте острогской свиты Кузнецкого бассейна. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1956.
- Процветалова Т. Н. Условия образования острогской свиты Кузнецкого бассейна. Докл. АН СССР, 113, № 6, 1957.
- Процветалова Т. Н. Острогская свита Кузнецкого бассейна и условия ее осадконакопления. Материалы по геологии и нефтегазоносности Кузбасса. Изд-во АН СССР, 1960.
- Сердюк З. Я., Корсак О. Г. Новые данные по геологии Терсинского района Кузнецкого бассейна. Тр. Лабор. геологии угля, вып. 6, 1956.
- Чухряева А. П. Острогская и нижнебалахонская свита Кузбасса на р. Кондоме. Материалы Сибирской тематической комиссии по истории угленакопления (2). Изд. Сиб. отд. АН СССР, 1962.
- Шаповалова Г. А. Литология и условия образования балахонской свиты Крапивинского района Кузбасса. Изд-во АН СССР, 1961.
- Яворский В. И., Ли П. Ф., Андреева Е. М. Литостратиграфический очерк Кузнецкого бассейна. Госгеолтехиздат, 1951.

УДК 546.79 + 546.289 + 546.821 : 662.66

О САМОСТОЯТЕЛЬНОМ ГЕНЕТИЧЕСКОМ ТИПЕ КОНЦЕНТРАЦИИ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

Я. Э. ЮДОВИЧ

1. ХАРАКТЕРНЫЕ ЧЕРТЫ УГОЛЬНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

В угленосных отложениях помимо угольных пластов встречаются более мелкие изолированные скопления угольного вещества, которые принято называть (Ломашов, 1960) угольными включениями. Эти образования по ряду признаков отличаются от угольных пластов. Размеры их невелики в сравнении с пластами угля: два-три сантиметра, первые десятки сантиметров, иногда первые метры (Ломашов, 1960; Жемчужников, Гинзбург, 1960; Hallam, Payne, 1958; Leatwein, Rösler, 1956). Включения обычно линзовидно сплющены в горизонтальной плоскости, и длина их превышает толщину; переходной формой между типичными включениями и типичными пластами являются очень протяженные включения, напоминающие пласты, но имеющие мощность всего 1—5 см. Протяженность их редко достигает 100 м, чаще измеряется первыми десятками метров. В большинстве случаев типичные угольные включения являются углефицированной древесиной и представлены лигнитами, лигнито-гагатами, гагатами. Структура их отвечает структурным витренам (Травин, 1960). И в кровле и почве у них отсутствуют углистые породы; это особенно типично для включений небольшой протяженности. Вмещающие отложения представлены чаще всего русловыми и дельтовыми фациями, причем типичные угольные включения почти всегда алохтонны. Наконец, имеются указания, что по химическому составу уголь во включениях существенно отличается от угля в пластах; в частности, по данным Ю. А. Жемчужникова, включения гагатов отличаются повышенным выходом летучих и водорода (Жемчужников, Гинзбург, 1960).

Сведения о включениях пока еще отличаются неполнотой, особенно в отношении их химического состава. Почти неизвестно и количественное содержание включений в угленосных толщах. Нам приходилось встречать (в угленосных отложениях Восточной Сибири юрско-мелового возраста) участки песков и песчаников, содержащие 10—15% включений. По мнению Н. А. Игнатенко (устное сообщение), наибольших скоплений включений можно ожидать в дельтовых фациях угленосных толщ, где встречаются наиболее крупные обломки древесины.

2. РЕДКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ В УГОЛЬНЫХ ВКЛЮЧЕНИЯХ

Совершенно исключительный интерес представляют угольные включения как концентраторы редких элементов, в частности германия. Материал по различным районам мира (табл. 1), полученный разными авторами независимо друг от друга, убедительно показывает, что уголь-

ные включения несут весьма высокие концентрации германия, значительно превышающие те, что встречаются в угольных пластах.

Помимо германия в угольных включениях из различных районов мира встречается еще широкая гамма других элементов (табл. 2).

Таблица 1

Германий в угольных включениях из различных районов мира

Материал	Местонахождение	Германий, %
Углефицированная древесина в черных девонских сланцах	США	4,5 (в золе) 0,76 (в угле)
Угольный пропласток в кровле пласта «Хэрбур» (мощностью 3 дюйма, длиной 12 футов)	Канада	0,20 (в золе) 8,4 (в золе)
Обломки лигнитов в сланцах, мергелях, известняках нижней юры	Англия	0,93 (в угле)
Включения гагатов в нижнеюрских отложениях	Германия	0,3 (в золе) 0,03 (в угле)
Углефицированная древесина в изолированном залегании	Чехословакия	0,8 (в золе) 0,27 (в угле)
Пропастки в почве и кровле пластов бурого угля нижнего плиоцена	Япония	0,102 (в золе)
Обломки лигнитов	Италия	0,51—0,66 (в золе)
Гагато-лигниты, гагаты в песчано-глинистых отложениях	Западная Сибирь	0,3 (в золе) 0,015 (в угле)
Различно минерализованные угольные включения	Там же	0,3 (в золе)
Обломки лигнитов в дельтовых песчаных отложениях нижнего мела	Ленский бассейн	6,18 (в золе) 0,31 (в угле)
То же; пермокарбонные отложения	Тунгусский бассейн	1,0 (в золе) 0,1 (в угле)

Таблица 2

Содержание некоторых элементов в угольных включениях (в % на золу)*

Материал	Элементы						
	U	V	Ni	Cr	Ti	Cu	Pb
Витрен из черных сланцев	2,58	2,90	0,36	—	—	—	—
Лигниты из нижнемеловых отложений Атлантической прибрежной равнины	—	до 5%	—	до 0,8%	—	—	—
Тонкие угольные линзы в угленосных отложениях Западной Вирджинии	—	1 %	—	—	до 18%	—	—
Витреновые включения в почве и кровле пластов Северного Стаффордшира, Северного Уэльса, Нортумберленда и Дархэма	—	до 14,1	до 10,3	до 4,4	до 40,0	—	—
Угольные включения в мезозое Средней Германии	—	0,10	0,08	—	—	1,0	1,0

* Прочерк означает не отсутствие элемента, а полуколичественные данные, которые мы не включаем в таблицу.

Особенно примечательны фантастические обогащения английских витреновых включений титаном, хромом, ванадием и никелем.

Мы провели более подробное сравнительное изучение угольных включений и угольных пластов одного из районов Ленского бассейна. Полуколичественному спектральному анализу были подвергнуты золы

37 проб включений (сборные штупные пробы) и 128 проб бурого угля из пластов (бороздовые секционные пробы). Возраст угленосных отложений датируется низами нижнего мела. Выясняется прежде всего различная распространенность ряда элементов во включениях и в пластах (табл. 3).

Таблица 3
Встречаемость малых и редких элементов в угольных пластах и во включениях (в % к числу анализов)

Элементы	Пласты	Включения	Элементы	Пласты	Включения
Барий	100	100	Свинец	63	84
Стронций	93	92	Олово	1	94
Цинк	1	50	Германий	1	100
Медь	100	98	Сурьма	1	82
Бериллий	59	96	Молибден	1	68
Ванадий	63	98	Никель	98	100
Галлий	78	98	Кобальт	93	76

Из табл. 3 видно, что есть элементы, весьма характерные только для включений (германий, молибден, сурьма, олово, цинк и другие, несколько дефицитные для включений (стронций, кобальт). Все же критерий встречаемости нужно использовать с осторожностью из-за малой достоверности спектральных определений при очень низких концентрациях элементов. Дополнительным критерием различия пластов и включений будет разница в средних содержаниях элементов (табл. 4).

Таблица 4
Среднее содержание элементов в пластовых углях (127 проб) и в изолированных включениях (37 проб) (в %)

	Mn	Ti	Ga	V	Cu	Ni	Co	Sr	Ba	Ge
Пластовые угли	0,006	0,006	0,0002	0,0003	0,0008	0,002	0,0002	0,018	0,052	0,035
Изолированные включения	0,025	0,051	0,0007	0,006	0,0006	0,005	0,0005	0,026	0,036	Менее 0,0001

Выясняется, что включения явно обогащены марганцем (в 4 раза), титаном (более чем в 8 раз), ванадием (в 20 раз), никелем (в 4 раза) и особенно германием (не менее чем в 50 раз). Медь и барий несколько дефицитны для включений по сравнению с пластовыми углями.

Используя табл. 1 и 2, можно выделить следующий ряд элементов, характерных для наших включений: германий, молибден, сурьма, цинк, ванадий, титан, марганец, никель, галлий. Сюда же, по не вполне достоверным пока данным, следует отнести скандий и редкие земли, а также такие необычные для углей элементы, как ниобий и вольфрам.

В отношении породообразующих точнее, золообразующих элементов кремния, алюминия, кальция, железа, магния трудно уловить разницу в повышенных концентрациях из-за их высоких содержаний; более заметны пониженные содержания, в 10 раз и более меньше кларка. Оказывается, что для кремния, магния и кальция характерна большая частота встречаемости пониженных содержаний во включениях: в распределении натрия, алюминия, частично железа — большой разницы не заметно.

Очень существенно, что редкие элементы содержатся не только во включениях, сложенных черным шелковистым или блестящим углем, но и в бурых обломках лигнитов начальной стадии углефикации, внешне не отличимых от современных «гнилушек», эти обломки лигнитов регионально развиты в третичных отложениях Восточной Сибири. По содержанию элементов они несколько уступают более древним лигнитам.

Изложенный материал позволяет установить несколько существенных фактов.

1. Выдающуюся степень концентрации редких и малых элементов во включениях по сравнению с их кларковыми содержаниями в литосфере; если взять максимальное содержание германия в английских лигнитах (0,93%) и сравнить его с кларком (0,0002%), то получим концентрацию в 4650 раз. В то же время для углей в пластовом залегании содержание германия в сотни и тысячи раз более низкое. Так, по данным И. У. Хэдли и К. Д. Хантера (Headlee and Hunter, 1953), угли Западной Вирджинии содержат в среднем 0,013% в золе, что дает около 0,009% металла; принимая зольность порядка 10%, получаем на уголь 0,0009%. К. В. Обри для английских углей сообщает среднее содержание 0,0007% германия (Aubrey, 1952), Ф. Лейтвайн и Г. Резлер (Leutwein und Rösler, 1956) для углей Средней и Восточной Германии дают средние содержания германия, обычно укладываемые в интервал 0,0001—0,001%. В общем, как нам кажется, для совокупности из большинства угольных месторождений мира, за вычетом нескольких образовавшихся в резко специфичной германиеносной провинции, среднее содержание германия не превысит 0,001%, что всего на полпорядка выше кларка. При этом множество месторождений содержат кларковые и нижекларковые количества германия в угле.

2. Ботаническая принадлежность растительности, давшей впоследствии угольные включения, по-видимому, не оказывает влияния на содержание редких элементов во включениях, что видно из сопоставления всех просмотренных нами работ (Reynolds, 1948; Breger, Schopf, 1955; Hallam, Payne, 1958; Leutwein und Rösler, 1956; Stadnichenko, Murata, Axelrod, 1950).

3. Имеются значительные региональные вариации в содержании тех или иных элементов; так, для наших включений (Ленский бассейн) характерны германий, сурьма, молибден и редкие земли; для английских витреновых включений — ванадий, титан, хром и никель; для германских — медь и свинец и т. д.

4. Хотя большинство угольных включений представлено блестящим витреновым или гагатovým углем, решающим фактором редкометалльного обогащения является не сам витрен, а лишь витрен в изолированном залегании, что, в частности, хорошо видно из количественных данных Рейнольдса (табл. 5)

Таблица 5

Содержание окислов ванадия, хрома, титана и никеля в изолированном и пластовом витрене*

Расположение витрена	Зольность, %	Содержание, %			
		V ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	TiO ₂	NiO
Витреновые включения в кровле пласта «Пикок». Фракция с уд. в. 1,35	1,8	14,1	1,0	15,0	1,5
Витрен из различных точек пласта «Пикок»	3,6	0,05	0,02	0,10	нет

* Составлена по данным Ф. М. Рейнольдса (Reynolds, 1948).

И по нашим исследованиям, лигнитовые блестящие угли, включенные в мощные пласты дюрено-клареновых бурых углей, практически не отличаются от последних по содержанию редких элементов, тогда как те же лигниты, включенные в песчаниковую кровлю всего в 5 см над пластом, содержат десятые доли процента германия в золе, много сурьмы, молибдена, редких земель, скандия и др.

5. Не видно какой-либо зависимости интенсивности редкометалльной минерализации включений от их возраста; известны германиеносные включения, имеющие возраст: девонский (США), карбоновый (Англия), пермский (Германия), юрский (Англия, Германия, Восточная Сибирь), меловой (США, Германия, Восточная Сибирь), третичный (Восточная Сибирь), четвертичный (США и Япония). Единственное, что можно предположить (хотя данных еще не достаточно), что самые молодые включения обломков древесины, еще не испытавшие полной углефикации, содержат меньше редких элементов, чем вполне углефицированные.

6. Можно заметить, что характерными для включений являются не любые элементы, а вполне определенные. В табл. 6 сведены данные нескольких авторов.

Таблица 6

Элементы, характерные для угольных включений

Авторы	Элементы во включениях	
	весьма характерные	характерные
Брагер и Шопф	Уран, олово, цинк, германий, ванадий, иттрий, иттербий, свинец, никель	Бериллий, бор, медь, стронций-хром, молибден, кальций, же, лезо
Стадниченко и др. Рейнольдс	Германий, ванадий, хром Ванадий, хром, титан, никель	Галлий, медь Германий, сурьма, молибден, свинец, цинк, медь
Лейтвайн и Резлер	Германий, медь, свинец, цинк, мышьяк	Молибден, галлий, никель, кобальт (ванадий)
Автор	Германий, молибден, сурьма, галлий, ванадий, олово, никель, титан	Свинец, иттрий, иттербий, кобальт, цинк

Из табл. 6 следует, что для включений характерны элементы, образующие высокозарядные ионы: германий (+4), молибден (+5), уран (+6), сурьма (+5), ванадий (+5, +3), титан (+4), хром (+3), галлий (+3), бор (+3). Большинство этих ионов, потерявших свои валентные электроны, обладают и малыми размерами; из двух близких элементов обычно более характерным является тот, чей ион меньше, например никель более типичен для включений, чем кобальт, а иттрий более характерен, чем лантан. Эти закономерности впервые были подмечены П. Зубовиком, Т. Стадниченко и Н. Шеффи (Zubovic, Stadenichenko and Sheffey, 1960) для американских углей; эти авторы установили, что элементы с высоким зарядом и с малыми размерами ионов характерны для органической части углей. Детальное изучение парагенезисов элементов во включениях — задача дальнейших исследований.

Изложенное показывает, что именно изолированная форма залегания угольного вещества во вмещающих породах ответственна за высокое содержание редких элементов в угле. Теперь попытаемся выяснить генетический смысл этого явления.

3. ОБСУЖДЕНИЕ ДАННЫХ

Прежде всего, предположение о первичном захвате элементов древесиной в процессе почвенного питания несостоятельно; тогда мы имели бы обогащение элементами любых лигнитов, залегающих в угольном пласте, и не было бы необходимости в изолированном залегании. Следовательно, элементы захватывались органикой уже после отмирания и захоронения ее. Этот процесс мог протекать как на торфяной стадии, так и на более поздней. Для углей в пластовом залегании большинство исследователей сейчас принимает принципиальное положение В. М. Ратынского (1946) о том, что основная масса германия (а с ним и большинство других микропримесей) попадала в уголь на торфяной стадии, в период наибольшей гелификации растительных остатков в торфяном болоте. Недавно Е. И. Тараканова (1962) внесла важное дополнение в этот тезис, установив накопление германия уже на самой начальной стадии гелификации растительных тканей.

Мы также считаем, что наличие сравнительно небольших количеств германия и других редких элементов в обломках древесины третичного и четвертичного возраста говорит о том, что захват элементов начинался сразу после захоронения древесины, задолго до полной углефикации.

Продолжается ли обогащение элементами и после полного превращения древесины в уголь, например, восстановлением элементов углем из грунтовых вод, пока что неясно.

Откуда брались высокие содержания элементов во включениях; намного превосходящие их кларки? Богатство включений редкими элементами невозможно объяснить, предполагая повышенные количества элементов во вмещающих отложениях, своеобразный обогащенный «геохимический фон». Это следует уже из самого факта глобального распространения включений, богатых редкими элементами; нельзя же считать, что в самых разных угленосных отложениях мира существовали повышенные концентрации германия, ванадия, титана, никеля, молибдена, сурьмы и т. д.

Угольные включения залегают в самых обычных отложениях: песчаниках, глинах, глинистых сланцах, т. е. в нормальных осадочных породах, содержащих большинство элементов в кларковых концентрациях. Так, глинистые сланцы из различных месторождений Германии, по Ф. Лейтвайну и Г. Резлеру (Leutwein und Rösler, 1956), содержат не свыше 0,003% кобальта, 0,006% никеля, 0,01% ванадия, 0,02% марганца; в песчаниках никеля и кобальта весьма мало, галлия 0,001% и ванадия 0,002%. Аналогично этому данные Ф. М. Рейнольдса (Reynolds) показывают, что породы кровли пласта «Пикок» не содержат определенных количеств никеля, лишь «следы» ванадия и хрома и 0,7% титана; другими словами, эти элементы здесь находятся самое большее — в кларковых содержаниях.

Песчаники, вмещающие изученные нами включения, также не содержат повышенных количеств малых элементов. Германий, молибден, сурьма, цинк, никель, кобальт, скандий, редкие земли в них вообще не открываются полуколичественным спектральным анализом, а титан, ванадий, галлий содержатся в кларковых количествах.

Напрашивается мысль, что захороненная гелифицирующаяся органика, обладающая высокой способностью к физической и химической сорбции, захватывала элементы из далеко мигрирующих растворов, где содержания их были повышенными. Так, в частности, полагает

И. П. Ломашов, изучивший содержание германия более чем в 450 угольных включениях Западной Сибири (Ломашов, 1960). Однако предположение о богатстве природных растворов элементами как причине обогащения угольных включений не может быть универсальным, особенно для самого типичного элемента включений — германия.

Работами литологов и стратиграфов (А. Г. Коссовская, В. А. Вахрамеев и др.) доказано, что в верхнеюрское — нижнемеловое время Ленский угольный бассейн представлял собой громадную плоскую заболоченную равнину, полого наклоненную к северу, а источники питания располагались в сотнях километров южнее. Установлено, что питающей провинцией были граниты и метаморфические сланцы Станового хребта. Нет никаких оснований думать, что концентрации германия в растворах были резко повышены, а ведь концентрация его в угольных включениях как мы указывали, превышает здесь 0,3% (6% в зоне).

Остается еще возможность создания повышенных концентраций германия в растворах — это эрозия пород с рудными месторождениями. Как мы видели, для угольных включений мезозоя Средней Германии наблюдаются весьма высокие содержания свинца, меди, цинка, т. е. элементов сульфидного парагенезиса, и авторы, как нам кажется, обоснованно видят в этом влияние рудных месторождений герцинских комплексов, эродированных в мезозое в период угленакопления (Breger, Schopf, 1955). Но и это не может быть общей закономерностью.

Итак, мы неизбежно приходим к выводу, что в общем случае малые и редкие элементы захватывались углефицирующейся древесиной из растворов, фильтрующихся сквозь вмещающие отложения, где они находились в кларковых концентрациях. Значит, причину обогащения включений элементами следует искать только в специфике образования угольных включений; другие причины также могли иметь место, но лишь как частный случай. Специфика образования угольных включений, ответственная за накопление в них редких элементов, состоит в следующем: 1) сильная обводненность вмещающего осадка; 2) непосредственная близость вмещающих пород — источника всех элементов во включениях; 3) быстрое захоронение древесины и создание благоприятных условий для связывания элементов; 4) особые свойства древесного торфа.

1. Обводненность среды. А. Б. Травин (1960) пишет об условиях залегания гагатизированной древесины: «Длительное соприкосновение обломков с германиеносными растворами, просачивающимися сквозь рыхлые осадки, обусловило высокие концентрации германия в этих обломках». На данной стадии исследования к этому добавить пока нечего.

2. Близость вмещающих пород. Продукты выщелачивания вмещающих пород могли быстро захватываться обломками древесины; в отличие от торфяного пласта, где контакт с вмещающей породой ограничен двумя плоскостями, обломок древесины соприкасается с породой всей своей поверхностью, что должно увеличивать количество сорбируемого элемента. Ведь не случайно угольные пласты содержат германий в большинстве случаев в узких интервалах вблизи почвы, кровли и внутрипластовых минеральных прослоев. Хэдли, впервые установивший этот факт в 1951 г., выяснил, что германий скопляется в интервалах мощностью всего в 3 дюйма (7,5 см), прилегающих к почве и кровле, а в этих интервалах максимум приходится на первый

дьюм угля, непосредственно соприкасающийся с породой. Наиболее убедительно подобные факты были интерпретированы А. Б. Травинным (1960), полагавшим, что обогащение германием углей в зонах контакта с почвой, кровлей и внутрипластовыми минеральными прослоями происходило в основном в период торфонакопления и раннего диагенеза и миграция элемента из пород почвы, кровли и прослоев в угольную массу протекала достаточно свободно и захватывала большие объемы осадка. Таким образом, участки угольного пласта, контактирующие с вмещающими породами, являются переходным звеном между собственно пластами и собственно включениями по содержанию редких элементов. В эту же переходную группу нужно отнести и тонкие пласты угля, например мощностью 0,15—0,20 м.

3. Быстрое захоронение. Этот фактор приводит к возникновению анаэробных восстановительных условий, весьма благоприятных для связывания органикой германия и ряда других элементов. А. Б. Травин пишет (1960): «Под микроскопом гагаты и лигнито-гагаты представляют собой типичные структурные витрены разной степени остудневания, не несущие заметных признаков первичного окисления, что свидетельствует о формировании их в восстановительных условиях». Несомненно, что характер протекающих в таких условиях химических и микробиологических процессов должен быть существенно иным по сравнению с условиями торфяного болота. Так, в отношении гагатов Ю. А. Жемчужников предположил, что остат и древесины, очень быстро попадая в резко восстановительную среду, не успевают подвергнуться гниению; происходит своеобразная «битуминизация древесины»: «Битуминизация водорослей дает сапропель, битуминизация древесины — гагат» (Жемчужников, Гинзбург, 1960, стр. 165).

4. Свойства древесного торфа. Эксперименты, проведенные С. М. Манской, Т. В. Дроздовой и др. (1961), ясно показывают, что древесный торф является наилучшим сорбентом германия среди других видов торфа.

Из вышеизложенного вытекает необходимость проводить четкую грань между угольными включениями и угольными пластами. До сих пор исследователи редких элементов в углях не подчеркивают различий между включениями и пластами (и то и другое «уголь»), что неизбежно приводит к путанице и к появлению несуществующих «закономерностей». Например, Ф. Лейтвайн и Г. Резлер (Leutwein und Rösler, 1956), рассматривая зависимость содержания германия в углях ГДР от их возраста, отмечают и пытаются интерпретировать максимальное содержание германия в верхнем карбоне (Эльсниц, Цвикау) и в мезозое, причем мезозойские угли представлены только включениями. Такое объединение в одну группу совершенно различных в генетическом отношении образований может замаскировать действительные закономерности. Показателен и такой факт, что И. П. Ломашов, посвятивший включениям специальную статью (1960) не придавал значения их аномальной германиености, не сравнивая с угольными пластами. А ведь это прямое указание на то, что органическое вещество включений захватило германий из растворов. Последнее опровергает вывод самого же И. П. Ломашова (1961), о том, что в период накопления обломочных осадков германий мигрировал преимущественно в составе взвесей, а не в растворах.

Автор выражает признательность за полезные консультации своему руководителю д-ру геол.-мин. наук проф. А. К. Матвееву и М. Н. Лубяновскому, сделавшему ряд критических замечаний по первым вариантам рукописи.

ЛИТЕРАТУРА

- Жемчужников Ю. А., Гинзбург А. И. Основы петрологии углей. Изд-во АН СССР, 1960.
- Ломашов И. П. О некоторых закономерностях распределения германия в угленосных отложениях. Докл. АН СССР, т. 137, № 3, 1960.
- Ломашов И. П. К вопросу о формах миграции при литогенезе. Докл. АН СССР, т. 140, № 5, 1961.
- Манская С. М. и др. К биогеохимии германия. Геохимия, № 5, 1961.
- Ратынский В. М. Германий в углях. Тр. Биогеохим. лабор. АН СССР, т. 8, 1946.
- Тараканова Е. И. К вопросу о распределении германия в углях. Докл. АН СССР, т. 144, № 3, 1962.
- Травин А. Б. Некоторые закономерности распространения германия в углях Западной Сибири. Геол. и геофиз., № 2, 1960.
- Эгуги. Запасы германия в бурых углях в районе Тохоку (Япония). РЖ Геол., т. 2, 1957.
- Aubrey K. V. Germanium in British coals. Fuel, v. 31, 1952.
- Breger I. A., Shopf I. M. Germanium and uranium in coalified wood from upper Devonian black shale. Geoch. et Cosmoch. Acta, v. 7, N 5—6, 1955.
- Hallam A., Payne K. W. Germanium enrichment in lignites from lower eias of Dorset. Nature, v. 181, 1958.
- Hawley I. E. Germanium content of some Nova Scotian coals. Econ. geol., v. 50, N 5, 1955.
- Headlee I. J. W. and Hunter K. D. Elements in coal ash and their industrial significance. Industr. and Engineering chemistry, v. 45, N 3, 1953.
- Leutwein F. and Rösler H. J. Geochemische Untersuchungen in paläozoischen und mosozoischen Köhlen Mittel- und Ostdeutschland. Freib. Forsch-hefte, c. 19, 1956.
- Reynolds F. M. Occurrence of vanadium, chromium, and other unusual elements in certain coals. Journ. of Soc. Chem. Industry, v. 67, N 9, 1948.
- Stadnichenko T. and oth. Germaniferous lignite from the district of Columbia and Vicinity. Science, v. 112, 1950.
- Stadnichenko T. Accumulation of minor elements in coal ash and its economic implications. Econ. geol., v. 48, 1953.
- Zubovic P., Stadnichenko T. and Sheffey N. B. The association of some elements with organic and inorganic phase of coal. U. S. geol. survey research, v. 82, 1960.

Якутская центральная
геологосъемочная экспедиция

Дата поступления
3.V.1963

**ФОРМАЦИОННАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ГЕНЕЗИС
МАРГАНЦЕВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТАХТА-КАРАЧА**

(Зеравшанский хребет)

Е. А. СОКОЛОВА

В статье дается формационная характеристика отложений, вмещающих марганцевое месторождение Тахта-Карача.

Путем изучения естественных ассоциаций пород и их взаимоотношений внутри формации выявляются особенности осадконакопления в эпоху отложения руд и делается вывод об их генезисе.

Марганцевое месторождение Тахта-Карача — одно из наиболее крупных в единой палеозойской марганценосной формации, развитой в западной части Зеравшанского хребта (Бетехтин, 1944; Чекунов, 1957а, б). Все проявления марганцевого оруденения в этом регионе (Тахта-Карача, Даугаш, Кзыл-Байрак, Чупан-Ата, Знаэтдинское и Зибонское) приблизительно одновозрастны и вытягиваются цепочкой вдоль Зеравшанского хребта на протяжении 250 км.

В настоящей статье мы не касаемся строения марганценосной формации в целом, а ограничиваемся характеристикой свойственных ей парагенезов пород на территории, непосредственно примыкающей к месторождению Тахта-Карача. Путем изучения естественных ассоциаций пород и их взаимоотношений внутри формации мы пытаемся выявить особенности осадконакопления в эпоху отложения руд и подойти к решению вопроса о возможном источнике рудного вещества. При описании отдельных членов парагенезов марганценосной формации особое внимание уделяется характеристике эффузивных образований, которые выделены нами в районе месторождения Тахта-Карача впервые.

1. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗА

Среди отложений палеозойского возраста в западной части Зеравшанского хребта повсеместно выделяются два крупных связанных постепенным переходом комплекса пород, каждый из которых отвечает самостоятельной формации (термин «формация» употребляется в понимании Н. С. Шатского). Нижний из этих комплексов, песчано-сланцевый, соответствует в основном нижнему силуру; верхний, карбонатный, — лудловскому ярусу и отчасти девону (до эйфельского яруса включительно). Нижняя граница песчано-сланцевого комплекса нигде в системе горных цепей Зеравшанского хребта не вскрыта. На карбонатных образованиях верхнего комплекса с размывом залегают отложения среднего карбона. Видимая мощность песчано-сланцевой формации порядка 2 км, карбонатной — 3—3,5 км (истинная мощность).

Надо отметить, что палеонтологическая охарактеризованность формаций весьма неравномерна. В некоторых районах — таких, например, как горы Чакыл-Калян (к востоку от месторождения Тахта-Карача),

в песчано-сланцевой формации по фауне выделены толщи, отвечающие лландоверскому и венлокскому ярусам, а в карбонатной — нижней и верхней частям лудловского, кобленцкому и эйфельскому ярусам (данные А. М. Авакова). В то же время в описываемом районе и прилегающих к нему с запада горах Кара-Тюбе ни в песчано-сланцевых, ни в карбонатных отложениях определяемых органических остатков вообще обнаружено не было и их возраст может быть определен только приближенно, путем сопоставления с разрезами фаунистически охарактеризованных толщ в горах Чакыл-Калян.

В пределах территории, изображенной на фиг. 1, как песчано-сланцевая, так и карбонатная формации представлены не в полном их стратиграфическом объеме. По-видимому, здесь вскрыты только верхняя часть нижнего силура, лудловский ярус и, может быть, самые низы девона.

Присутствие в различных горизонтах песчано-сланцевой формации линз и прослоев известняков с остатками морской фауны указывает на то, что отложение терригенных осадков происходило в морских условиях. Следовательно, обе рассматриваемые формации являются морскими и отвечают разным частям единой серии морских отложений.

Залежи марганцевых руд месторождения Тахта-Карача приурочены к карбонатной формации, которая и будет описываться ниже. Что же касается подстилающего ее терригенного комплекса, то мы ограничимся только самой общей его характеристикой.

Главными членами парагенеза пород песчано-сланцевой формации являются сильно метаморфизованные сланцы, алевролиты и песчаники зеленовато- и ржаво-серой окраски, второстепенные — известняки и известковые сланцы, тонкозернистые, темно-серого цвета. Различные терригенные породы, составляющие фон формации, многократно переслаиваются и сменяют друг друга в латеральном направлении. Известняки и известковые сланцы обычно появляются в верхней части формации, где они образуют линзы и маломощные прослои среди терригенных пород.

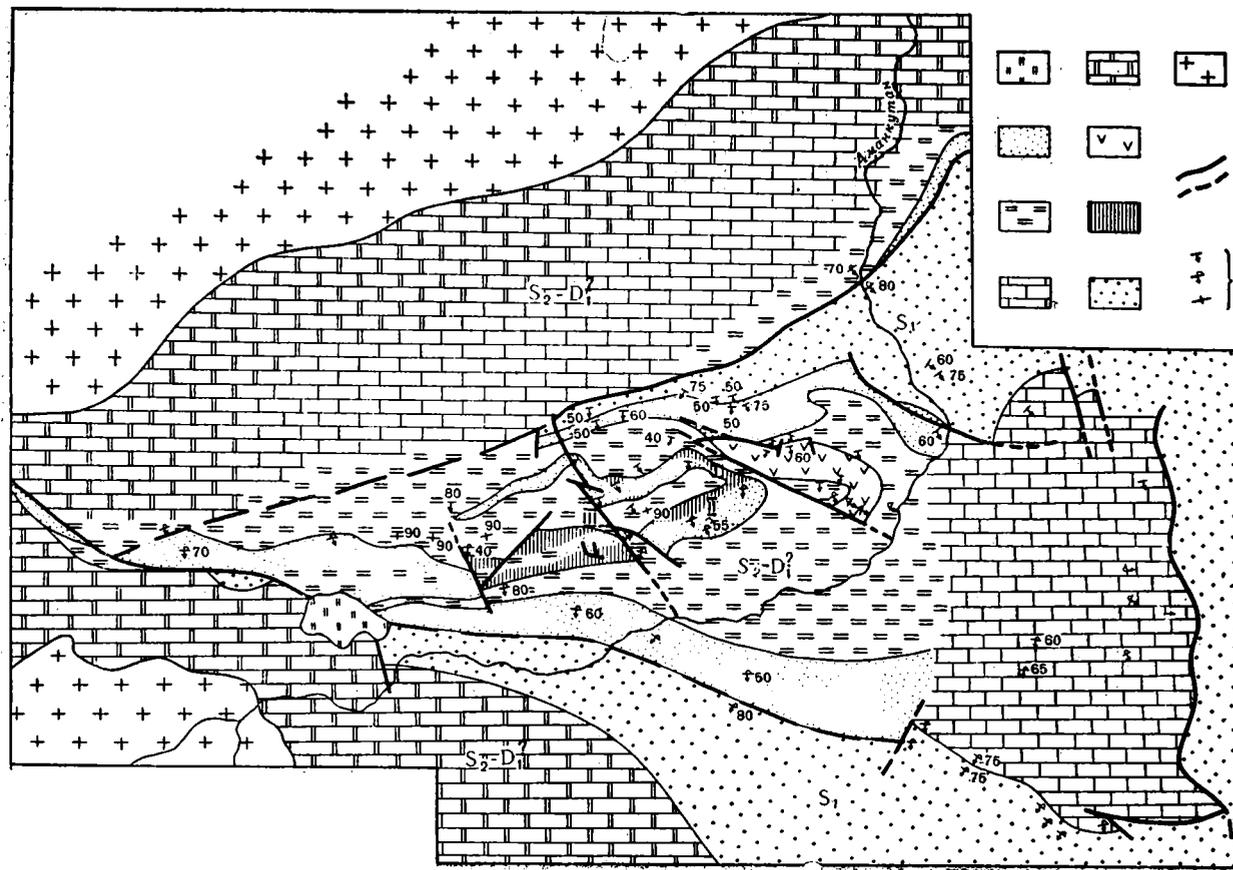
Главными породообразующими минералами сланцев являются кварц, серицит и хлорит. В некоторых разностях в большом количестве присутствуют альбит и эпидот. Создается впечатление, что сланцы в подавляющем своем большинстве образовались по тонкозернистым глинисто-кремнистым и глинистым породам.

Алевролиты и песчаники имеют сходный минеральный состав: обломочные зерна в них, как правило, представлены кварцем и альбитом, цемент состоит из тонкокристаллического агрегата кварца, альбита, серицита и хлорита, реже эпидота. Первоначальная форма обломочных зерен видоизменена при метаморфизме. Многие из них в настоящее время находятся в конформном соотношении друг с другом. В описываемом районе алевролиты преобладают над песчаниками.

Контакт между песчано-сланцевыми и перекрывающими их карбонатными отложениями на значительном протяжении тектонический, но там, где он не осложнен разломами, явственно видно согласное залегание известняков на сланцах. Появление же в верхах терригенной формации линз известняков и прослоев глинисто-карбонатных сланцев указывает на постепенный характер перехода между описываемыми парагенезами пород.

2. КАРБОНАТНАЯ ФОРМАЦИЯ, ЕЕ СОСТАВ И ГЕНЕЗИС

Карбонатная формация имеет неоднородное строение. Главные члены свойственного ей парагенеза пород — массивные светлые известняки, видимо представляющие собой сильно перекристаллизованные ри-



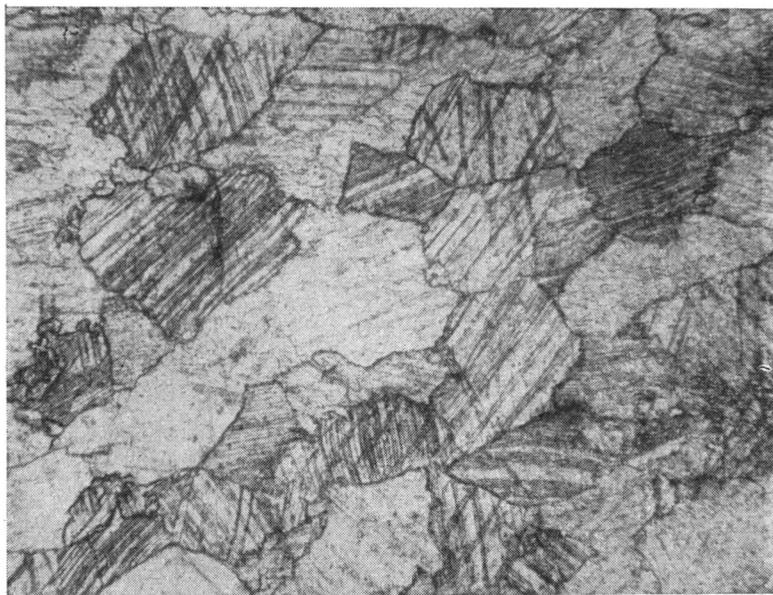
Фиг. 1. Литолого-геологическая схема строения района месторождения Тахта-Карача (составлена Е. А. Соколовой).

Четвертичные отложения Q: 1 — суглинки, супеси; верхний силур S_2 — D_1 ? : 2 — известняки темно-серые, 3 — известняки светлые, 4 — известняки метаморфизованные и мраморы, 5 — известняки нерасчлененные, 6 — эффузивы и их туфы, 7 — продуктивная пачка месторождения; нижний силур S_1 , 8 — песчаники и сланцы с линзами известняков, 9 — граниты пермско-каменноугольные, 10 — тектонические нарушения: а — достоверные, б — предполагаемые, 11 — элементы залегания: а — нормальное наклонное залегание, б — опрокинутое залегание, в — вертикальное залегание

(нумерация условных обозначений идет сверху вниз)

фогенные образования; второстепенные — доломиты, темные плитчатые известняки, кремнистые породы, эффузивы и марганцевые руды, которые обычно локализуются на фоне светлых известняков в виде линз.

Разрез карбонатной формации в районе месторождения Тахта-Карача следующий (снизу).



Фиг. 2. Известняк с неравномернозернистой гранобластовой структурой.
Николи ||, $\times 80$

1. Непосредственно на сланцах нижнего силура залегают известняки темно-серого и серого цвета, мелко- и тонкозернистые, плитчатые. В основании разреза на контакте с подстилающими терригенными породами известняки иногда сменяются известковистыми сланцами. Мощность 200—250 м.

2. Известняки белые и светло-серые, мелкозернистые, массивные, участками мраморизованные. Мощность 30—40 м.

3. Сильно измененные эффузивы и их туфы, рассланцованные породы различных оттенков зеленой и зеленовато-серой окраски. Мощность 200—220 м.

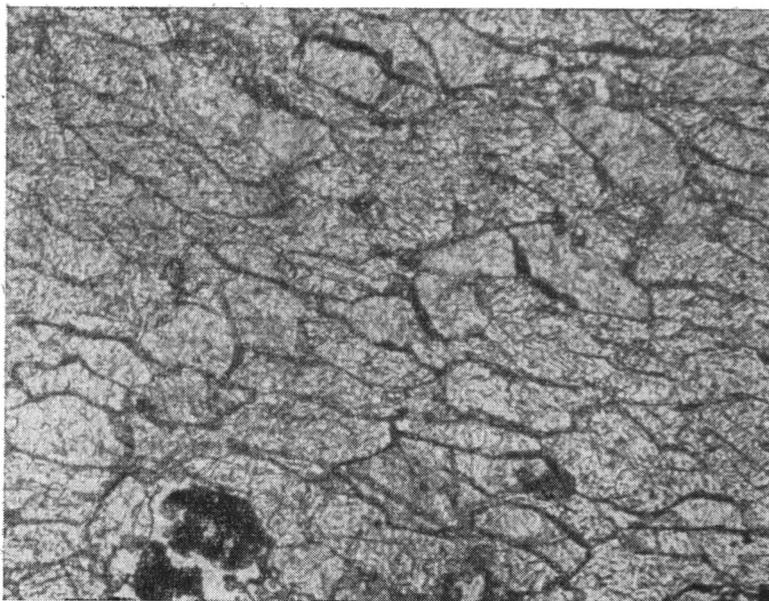
4. Известняки светлые, подобно слою 2. Мощность 80—90 м.

5. Продуктивная пачка месторождения: кремнистые черные плитчатые известняки, марганцевые руды, подчиненные прослои эффузивов. Мощность 130—140 м.

6. Известняки светлые, массивные. Видимая мощность 80—100 м.

Светлые известняки составляют фон описываемой формации. Они в основном слагают поля, показанные на фиг. 1 знаком нерасчлененных известняков, а также отдельные горизонты непосредственно в районе месторождения Тахта-Карача. По внешнему виду это массивные, преимущественно однородные, породы с толсто плитчатой отдельностью. Большинство из них имеет белую и светло-серую окраску. На свежем сколе известняки сахаровидны и имеют шероховатый излом. Значительно реже им бывает свойствен гладкий раковистый излом.

Известняки, как правило, мраморизованы, и для большинства из них характерна неравномерно зернистая гранобластовая структура. Порода состоит из зерен кальцита различной величины, которые имеют неправильные очертания и тесно прижаты друг к другу (фиг. 2). Основную массу породы обычно составляют зерна размером 0,1—0,25 мм,



Фиг. 3. Известняк с элементами сланцеватой текстуры. Николи II, $\times 80$

но среди них довольно часто обособляются участки, сложенные более тонкокристаллическим кальцитом, а также единичные зерна кальцита, достигающие величины 0,5—0,7 мм.

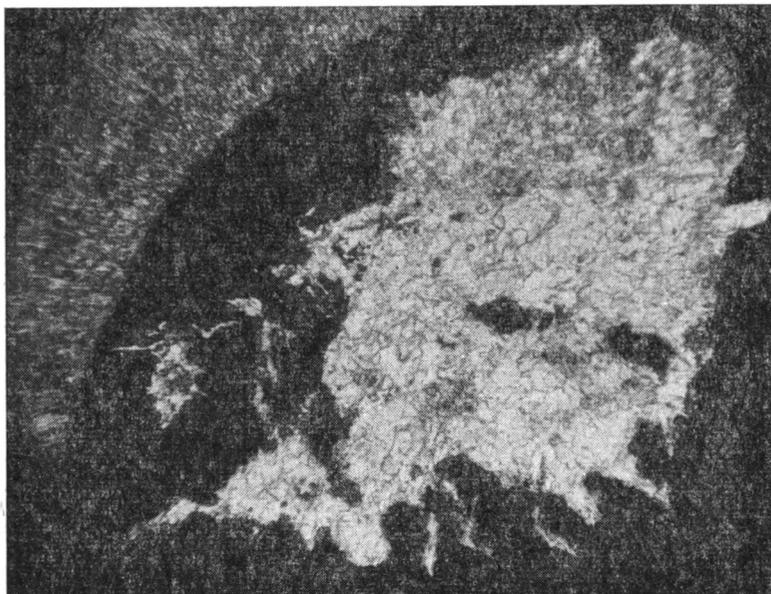
Породообразующие зерна кальцита имеют то изометрическую форму (фиг. 2), то удлинены и ориентированы в одном направлении (фиг. 3). В последнем случае в породе наблюдаются элементы сланцеватой текстуры.

Химические анализы светлых известняков (табл. 1) показали следующие особенности их состава¹. Известняки практически чистые. Нерастворимый остаток в них, как правило, не превышает 1% и увеличивается только в разностях, подвергшихся вторичному окварцеванию. Содержание органического вещества колеблется в пределах 0,01—0,3%, а $MgCO_3$ измеряется десятками долями процента. Доломитистые известняки встречаются сравнительно редко (обр. 675, табл. 1) и, так же как чистые известняки, практически лишены примеси терригенного материала. Характерно, что в доломитистых разностях известняков кристаллы доломита, как правило, бывают кальцитизированы (фиг. 4). При этом зерна доломита настолько интенсивно разъедаются кальцитом, что их первоначальные ромбоэдрические очертания с трудом улавливаются.

Темные известняки имеют на рассматриваемой территории сравнительно ограниченное распространение. Они слагают самостоя-

¹ Все химические анализы, приведенные в статье, выполнены в хим. лаборатории Геол. ин-та АН СССР.

тельный горизонт в основании карбонатной формации (слой I приведенного выше разреза карбонатной формации), а также встречаются в ее более высоких горизонтах в составе продуктивной пачки. В по-



Фиг. 4. Кальцитизация доломита. Черный фон — прокрашенный кальцит. Светлый доломит. Николи \parallel , $\times 30$

следнем случае темные известняки переслаиваются с марганцевыми рудами и кремнистыми сланцами и сменяют их по простирацию рудного горизонта.

Внешне темные известняки нижней и продуктивной пачек выглядят

Карбонатные анализы светлых известняков*

Т а б л и ц а 1

№ образца	Нерастворимый остаток	R ₂ O ₃	CaO	MgO	CO ₂	C _{орг}	Сумма	CaCO ₃	MgCO ₃	Изб. CO ₂
684	0,36	0,26	54,44	0,63	43,45	0,27	99,41	97,16	0,44	0,04
81	0,46	0,38	55,01	Нет	43,45	0,26	99,56	98,18	нет	0,28
633	0,22	0,50	54,44	0,63	43,60	0,01	99,40	97,16	1,32	0,19
745	0,88	0,26	54,44	0,42	43,47	0,01	99,48	97,16	0,88	0,29
28	0,28	0,28	55,31	0,21	43,95	0,30	100,33	98,71	0,44	0,32
32	0,88	0,32	54,42	0,43	42,90	0,07	99,02	97,12	0,38	0,25
33	0,78	0,28	54,71	0,21	43,45	0,14	99,67	97,64	0,44	0,29
51	0,46	0,26	54,14	0,21	42,90	0,24	98,21	96,62	0,44	0,19
58	0,18	0,22	55,32	0,21	44,00	0,36	100,39	98,77	0,44	0,36
62	0,34	0,24	55,03	0,21	43,75	0,01	99,58	98,21	0,44	0,34
64	1,16	0,18	54,44	0,21	43,50	0,20	99,69	97,10	0,44	0,55
675	0,46	0,10	50,70	3,81	44,70	0,24	100,01	90,48	7,97	0,76
Средние значения	0,48**	0,29	54,70	0,30***	43,51	0,17	99,26	97,40***	0,51***	0,32

* Все значения в таблицах даны в процентах.
 ** Среднее значение выведено без учета образца 64.
 *** Среднее значение выведено без учета образца 675.

одинаково. Это плитчатые, реже массивные породы серого и темно-серого цвета, часто пиритизированные. Однородность их окраски иногда нарушается присутствием в темной массе породы многочисленных линзочек и червеобразных вrostков белого кальцита, а также небольших скоплений чешуек графита. В отдельных случаях плоскости расщепления в плитчатых известняках бывают серицитизированы.

Микроскопическое изучение темных известняков показало, что основную массу породы составляет тонкозернистый кальцит, в который погружены его более крупные (0,1—0,25 мм) резко очерченные зерна. В кальцитовой массе иногда бывают рассеяны чешуйки мусковита, которые в отдельных случаях и образуют небольшие вытянутые послойно скопления линзовидной формы. Спорадически наблюдается графитизированное органическое вещество, иногда равномерно пигментирующее породу, чаще же локализуемое послойно совместно со слюдой.

В известняках нижней пачки иногда наблюдается примесь обломочного материала алевритовой и пелитовой размерности. В самых низах разреза, на границе с песчано-сланцевыми отложениями, ее величина достигает 10—15% всей массы породы, в более верхних горизонтах сокращается до 3—5%. Надо отметить, однако, что даже в самых нижних горизонтах пачки присутствие обломочного материала отмечается далеко не повсеместно.

Обломочный материал представлен исключительно кварцем. О первоначальной форме и степени окатанности обломочных зерен ничего сказать нельзя, так как их очертания, несомненно, были изменены в более позднее время: обломочный кварц частично подвергся при метаморфизме растворению и был кальцитизирован. Степень карбонатного метасоматоза различна: иногда кальцит замещает только периферические части зерен, в других же случаях преобразованию подвергается весь обломок. Характерно, что даже при полном замещении кварцевых зерен кальцитом их контуры все же улавливаются на фоне цементующей карбонатной массы.

Обращает на себя внимание следующее обстоятельство. Характер и количество терригенной примеси в нижней и продуктивной пачках темных известняков различны. Терригенная примесь в известняках продуктивной пачки в среднем составляет 0,51% всей массы породы, в нижней пачке она увеличивается до 2,46% (табл. 2, 3). В первом случае терригенный материал представлен в основном метаморфизованным глинистым веществом (слюда), во втором к пелитовой фракции при-мешивается алевритовая.

Таблица 2

Карбонатные анализы темных известняков из нижней пачки

№ образца	Нерастворимый остаток	R ₂ O ₃	CaO	MgO	CO ₂	C _{орг.}	Сумма	CaCO ₃	MgCO ₃	Изб. CO ₂
143	1,44	0,30	51,74	2,35	43,95	0,80	100,58	92,34	5,37	0,55
73	1,88	0,34	52,93	0,64	42,35	0,12	98,26	94,46	1,34	0,12
97	1,48	0,40	53,53	0,64	42,35	0,79	99,19	95,53	0,67	0,32
35	3,36	0,36	52,93	0,42	41,80	0,23	100,00	94,46	0,52	0,17
145	0,22	0,30	54,12	0,85	43,95	0,26	94,70	96,59	1,78	0,55
142	5,00	0,16	51,79	0,42	41,25	0,16	98,78	92,43	0,88	0,15
96	3,86	0,48	51,85	0,66	41,86	0,32	98,98	92,55	1,38	0,39
Средние значения	2,46	0,33	52,55	0,65*	42,50	0,37	98,64	94,05	1,16*	0,32

* Среднее значение выведено без учета образца 143.

Таблица 3

Карбонатные анализы темных известняков из продуктивной пачки

№ образца	Нерастворимый остаток	R ₂ O ₃	CaO	MgO	CO ₂	C _{орг.}	Сумма	CaCO ₃	MgCO ₃	Изб. CO ₂
125	0,86	0,46	53,20	1,72	43,40	0,33	99,97	95,07	2,93	0,32
80	0,64	0,33	52,93	1,50	43,45	0,44	99,28	94,46	3,14	0,28
675	0,46	0,10	50,70	3,81	44,70	0,45	100,22	90,48	7,97	0,76
677	0,40	0,38	54,99	0,21	43,72	0,26	99,96	98,27	0,44	0,21
67a	0,62	0,34	54,52	0,43	43,50	0,08	99,39	97,08	0,90	0,37
69	0,42	0,38	51,15	2,99	44,00	0,19	99,13	91,29	6,25	0,60
14	0,36	0,34	54,70	Нет	43,26	0,14	98,80	98,27	Нет	0,21
25/1	0,36	0,40	55,60	Нет	44,25	0,35	100,84	99,36	Нет	0,49
Средние значения	0,51	0,34	53,47	1,33	43,78	0,28	99,69	95,53	2,70	0,40

Таблица 4

Сравнительная характеристика известняков различных типов

Состав	Светлые известняки		Темные известняки			
	пределы изменения	средние значения	нижняя пачка		продуктивная пачка	
			пределы изменения	средние значения	пределы изменения	средние значения
н. о.	0,18—0,16	0,48	0,22—5,00	2,46	0,36—0,86	0,51
R ₂ O ₃	0,18—0,50	0,29	0,16—0,40	0,33	0,10—0,46	0,34
CaO	54,14—55,32	54,70	51,74—54,12	52,55	50,70—55,60	53,47
MgO	0—0,63	0,30	0,42—2,35	0,65	0,85	1,33
C _{орг.}	0,01—0,36	0,17	0,12—0,80	0,37	0,08—0,35	0,28

Как видно из сравнения цифр табл. 4, величина минерального нерастворимого остатка в темных известняках нижней пачки превышает его величину в светлых приблизительно в пять раз. В то же время в темных известняках продуктивной пачки она практически та же, что и в светлых. Установлено далее, что в темных известняках обеих пачек по сравнению со светлыми всегда наблюдается более высокое содержание свободного углерода и окиси магнезия. Так, содержание C_{орг.} увеличивается в среднем в полтора-два раза, а MgO в три-четыре раза. То же явление было описано И. В. Хворовой (1956) в карбонатных породах Урала. Кремнистые породы развиты в пределах рудного поля месторождения, где они совместно с темными известняками входят в состав продуктивной пачки. Это метаморфизованные сланцеватые или тонкоплитчатые, реже толстоплитчатые породы темно-серого и черного цвета, почти всегда пиритизированные. Плоскости напластования в описываемых образованиях обычно выстилаются чешуйками графита и слюды, причем количество последней особенно увеличивается в сланцеватых разностях.

Породы состоят из тонко- и мелкозернистого кварца, на фоне которого всегда обособляются небольшие скопления слюды (мусковит, иногда совместно с хлоритом) и графитизированного органического вещества. В некоторых разностях в том или ином количестве присутствует кальцит.

Судя по внешнему виду и составу, описываемые кремнистые породы

представляют собой силициты типа фтанитов, причем среди них следует различать собственно фтаниты, глинистые фтаниты и известковистые фтаниты. К фтанитам мы относим те кремнистые породы, в которых содержание пелитоморфной обломочной примеси не превышает 5% ($Al_2O_3 < 5\%$). Это массивные, твердые породы со слабо намечающейся плитчатостью. Слагающий их кварц, как правило, перекристаллизован, а мелкозернистая и участками тонкозернистая кремнистая масса породы пигментирована графитизированным органическим веществом (среднее содержание $S_{орг}$ 1,5%; пределы изменения содержания 0,22—2,31%). Последнее имеет тенденцию к образованию скоплений линзовидной и веретенообразной формы и тонких пленок, обволакивающих кварцевые зерна. Иногда в породе присутствуют мелкие рассеянные чешуйки слюды. В некоторых прослоях обнаружены деформированные остатки радиолярий, замещенные кварцем.

Глинистые фтаниты — силициты с более высоким содержанием терригенной примеси (Al_2O_3 5—10%). Это тонкоплитчатые или сланцеватые породы темно-серого почти черного цвета на свежем изломе и ржаво-серые на выветрелых поверхностях. Слюда (мусковит) в глинистых фтанитах, как правило, не бывает равномерно рассеяна в кварцевой массе, а локализуется послойно в ориентированных в одном направлении линзочках и волокнах. Последние иногда концентрируются в виде пучков (совместно с органическим веществом), чаще же образуют пленочки между кварцевыми зернами. В отдельных случаях в глинистых фтанитах совместно со слюдой присутствует хлорит.

Содержание органического вещества в глинистых фтанитах изменяется в пределах 0,27—1,21%; среднее содержание $S_{орг}$ 0,80%. Фтанитов, в которых содержание глинистой примеси более 10%, не встречено.

По-иному обстоит дело с породами, состоящими из кварца и кальцита. Эти два минерала могут находиться в любом соотношении друг с другом. В пределах продуктивной пачки прослеживается непрерывный ряд пород, крайние члены которого — с одной стороны, фтаниты ($CaCO_3 < 5\%$), с другой — известняки ($SiO_2 < 5\%$), а промежуточные — различные кремнисто-карбонатные и карбонатно-кремнистые породы. К известковистым фтанитам мы относим те карбонатно-кремнистые породы, в которых содержание кальцита составляет 5—25%, а кремнезема — соответственно 95—75%*.

Основные породообразующие минералы известковистых фтанитов — кварц и кальцит. В подчиненном количестве в них присутствуют слюда (до 5%), графитизированное углистое вещество (среднее содержание $S_{орг}$ 0,60%; пределы изменения содержания 0,11—1,09%) и пирит. Кварц и кальцит перекристаллизованы. Их зерна имеют тонко- и мелкозернистую размерность при изометричной, реже несколько вытянутой форме. Как правило, кварц и кальцит не образуют однородного агрегата, а имеют тенденцию к послойной локализации. В известковистых фтанитах чаще всего наблюдается чередование прослоев, сложенных чистым кварцем, и прослоев кремнисто-карбонатного состава. Значительно реже встречаются послойно вытянутые линзочки, сложенные одним кальцитом. В слабокремнистых известняках, напротив, на карбонатном фоне обособляются прослои карбонатно-кремнистого и кремнистого состава. Очевидно, что как в известковистых фтанитах, так и в слабокремнистых известняках мы имеем дело с первичной, седи-

* Помимо известковистых фтанитов, в описываемом ряде пород выделяются известковые фтаниты ($CaCO_3$ 25—50%), кремнистые известняки ($CaCO_3$ 50—75%) и слабокремнистые известняки ($CaCO_3$ 75—95%).

ментационной слоистостью, несколько преобразованной при диагенезе и метаморфизме.

Необходимо отметить, что в породах описываемого ряда часто наблюдаются неправильной формы скопления вторичного кварца. Эти скопления, несомненно, представляют собой новообразования, но новообразования, возникшие в результате перераспределения и перекристаллизации первичного кремнезема, а не за счет его последующих поступлений. В пользу этого предположения говорит то, что новообразованные кристаллы кварца и их скопления обычно бывают приурочены к какому-нибудь определенному слою известняков и внутри этого слоя распределяются относительно равномерно.

Вулканические породы в пределах описываемой формации имеют локальное распространение. Они встречены у северо-восточной оконечности рудного поля, где слагают крупную линзу, согласно залегающую среди светлых известняков (см. выше, слой 3 разреза карбонатной формации); в составе продуктивной пачки они подсечены скважиной, которая вскрывает их на протяжении 22 м и из них не выходит. По простиранию вулканисты не прослежены.

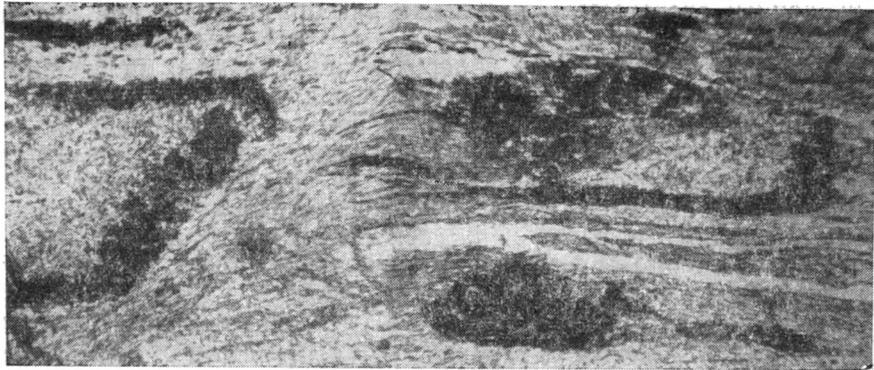
В обоих случаях нахождения вулканических пород установлено, что они не имеют активных контактов с вмещающими их осадочными образованиями (в первом случае со светлыми известняками, во втором — с глинистыми фтанитами).

Микроскопическое изучение вулканических пород из продуктивной пачки и линзы, залегающей стратиграфически ниже, показало, что эти образования однотипные, поэтому ниже приводится их общая характеристика.

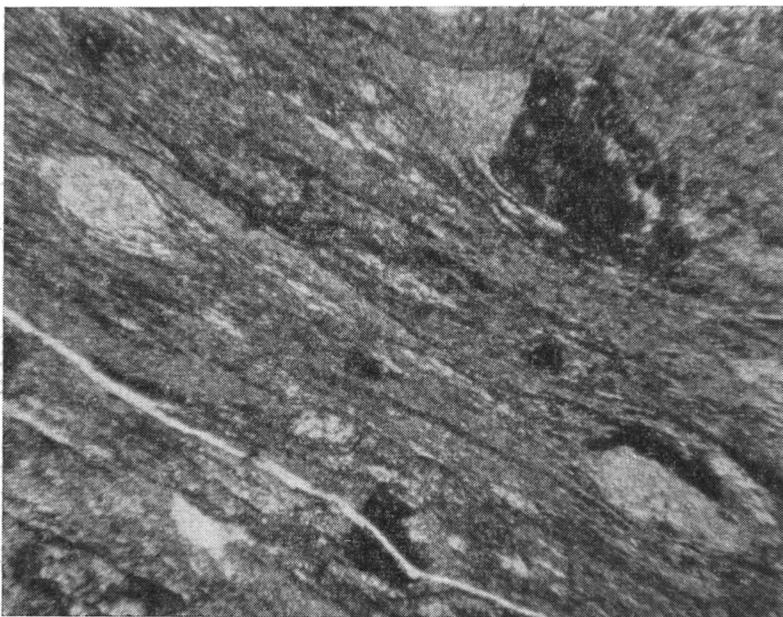
Описываемые образования мы относим к группе порфиroidов. Это интенсивно рассланцованные породы серовато-зеленой и ржаво-серой окраски. На выветрелых поверхностях и плоскостях рассланцевания в ряде случаев бывают различимы реликты вкрапленников плагиоклаза. Последние обычно катаклазированы, вытянуты в направлении общего расланцевания породы и только иногда сохраняют правильную таблитчатую форму. Несколько реже на выветрелых поверхностях порфиroidов удается наблюдать реликтовую обломочную структуру, указывающую на то, что к лавам примешивался и пирокластический материал. Последнее обстоятельство, наряду с отсутствием активных контактов между лавами и осадочными породами, говорит в пользу того, что мы имеем дело с эффективными породами, а не более поздними послонными внедрениями лав.

Реликты вкрапленников чаще всего бывают замещены эпидотом или мелкокристаллическим агрегатом эпидота, серицита и альбита. В единичных случаях плагиоклаз кальцитизирован. В некоторых вкрапленниках наблюдается зональное строение (фиг. 5). В этом случае по периферии вкрапленника развивается эпидот (цонзит), а в их центральных частях — преимущественно серицит и альбит. Последние два минерала находятся в тесном сростании. Уцелевшие от катаклаза реликты вкрапленников имеют правильную таблитчатую форму, характерную для кристаллов плагиоклаза. В большинстве же случаев порфириновые выделения бывают раздроблены, лишены правильных кристаллографических очертаний и имеют форму линз, вытянутых по сланцеватости породы (фиг. 6). Очень вероятно, что некоторые разности порфиroidов образовались по туфам.

Основная масса породы состоит из мелкокристаллического агрегата альбита, кварца, хлорита и серицита. Процентное соотношение этих минералов непостоянно. В разностях с заметным преобладанием сери-



Фиг. 5. Реликты вкрапленников плагиоклаза с зональным строением. Николи \parallel , $\times 55$



Фиг. 6. Катаклазированные вкрапленники плагиоклаза в порфироидах. Николи \parallel , $\times 50$

цита и хлорита бывает отчетливо выражена лепидобластовая структура. На общем мелкокристаллическом фоне основной массы породы часто наблюдаются порфиropодобные новообразования стильпномелана. Последний образует таблитчатой формы кристаллы, буровато-зеленой окраски, сильно плеохроирующие. Кроме того, в основной массе породы обычно присутствует некоторое количество эпидота, сфена и титаномагнетита.

Для описываемых пород очень характерна сланцеватая текстура, особенно отчетливо проявляющаяся в разностях с лепидобластовой структурой основной массы. В ряде случаев наблюдается также хорошо выраженная плейчатость.

О первоначальном составе породы в современной стадии ее изменения сказать что-либо определенное трудно. О ней можно судить только по некоторым реликтовым структурным признакам и характеру вторичной минерализации. По совокупности этих признаков можно предположить, что мы имеем дело с сильно измененными эффузивами кислого или среднего состава либо с их туфами. Очевидно, что в лавах, по которым образовались порфиroidы, порфиrowые выделения были представлены преимущественно плагиоклазом, а кварц содержался только в основной массе.

В юго-восточной части линзы среди описываемых порфиroidов было обнаружено несколько прослоев сравнительно свежих кристаллокластических туфов кварцевых порфиrow. Эти породы состоят из обломков кристаллов кварца, альбитизированного плагиоклаза и калиевого полевого шпата, погруженных в тонкокристаллическую слюдисто-кремнистую основную массу. Очень часто в основной массе обособляются сростки кристалликов вторичного кварца, своего рода узлы, имеющие округлые или линзовидные очертания. Весьма вероятно, что эти скопления представляют видоизмененные вкрапленники кварца.

Марганцевые руды месторождения Тахта-Карача обычно залегают среди фтанитов, обособляясь внутри них в виде залегающих согласно линз, длина которых изменяется от десятков до сотен, а мощность — от единиц до десятков метров. Эти линзы располагаются кулисообразно или цепочкой вдоль горизонта, при этом они иногда бывают настолько сближены, что создается видимость единого рудного пласта. Представление о монолитности рудной залежи, однако, опровергается при более детальном ее изучении. Любая крупная рудная линза, обособляющаяся среди вмещающих пород, в свою очередь состоит из серии более мелких линз, разобренных друг от друга прослойками, сложенными безрудным веществом. Другими словами, рудное вещество проявляет неизменную тенденцию к обособлению, образуя своего рода стяжения среди вмещающей кремнисто-карбонатной массы. Очень вероятно, что современная линзовидная форма рудных тел обуславливается не каким-то специфическим поступлением рудного вещества в бассейн, в котором оно отлагалось, а перераспределением компонентов илов в диагенезе.

Общая протяженность продуктивной пачки месторождения около 8 км при максимальной мощности в 250 м.

В. С. Чекунов (1957) относит марганцевые руды месторождения Тахта-Карача к браунит-гаусманитовому типу. По данным этого исследователя, руды, представленные браунитом и гаусманитом, составляют около 40% общих запасов месторождения, тогда как остальные 60% приходятся на окисленные разности руд (пирролюзит, псиломелан, вернадит). Карбонаты марганца, по мнению В. С. Чекунова, присутствуют в очень незначительном количестве. В. С. Чекунов полагает, что браунит-гаусманитовые руды возникли при метаморфизме первичных окисных руд, представленных манганитом и псиломеланом, а не за счет первичных карбонатных руд. Какой-либо закономерности в изменении состава руд в пределах рудного поля месторождения В. С. Чекуновым не отмечается.

Мы не занимались специально вопросами минералогии руд и строения рудной залежи, однако отдельные разрезы последней были нами просмотрены. При их изучении выяснилось, что на месторождении, помимо руд браунит-гаусманитового типа, несомненно, имеются и карбонатные руды. Последние очень плохо различимы в полевых условиях, так как внешне напоминают обычные тонкозернистые темные извест-

няки, побуревшие на выветрелых поверхностях. Микроскопически карбонатные руды представляют собой тонкокристаллический агрегат кальцита, родохрозита и манганокальцита. Обычно участки, сложенные кальцитом и карбонатами марганца, образуют как бы островки в пирролизитовой массе, и их присутствие может расцениваться как указание на то, что на глубине будут встречены первичные карбонатные руды.

В табл. 5 мы приводим несколько анализов марганцевых руд (разрез по скважине 30), которые с полной очевидностью показывают, что карбонатные соединения марганца присутствуют в рудах в значительном количестве.

Таблица 5

Химические анализы марганцевых руд

№ обр.	7/1	9/1	10/1	20/1	21/1	22/1	23/1
н. о.	61,93	72,33	28,08	27,94	40,42	36,04	37,58
Al ₂ O ₃	0,14	0,14	0,14	0,14	0,41	0,41	0,69
Fe ₂ O ₃	0,44	Her	Her	Her	0,07	0,08	Her
FeO	0,86	2,86	2,73	3,02	4,18	2,43	4,64
MnO	4,32	5,07	14,24	18,00	18,04	9,03	16,54
CaO	15,38	6,38	19,88	16,66	9,39	20,38	10,08
MgO	0,43	0,65	1,96	3,05	2,61	3,28	3,95
CO ₂	15,10	9,86	28,55	28,55	22,75	26,32	24,00
S _{орг}	1,09	1,10	1,44	0,28	0,38	0,87	0,66
P	0,032	0,12	0,024	0,032	0,024	0,08	0,032
Сумма	99,72	98,51	97,01	97,63	98,27	98,92	98,17
CaCO ₃	27,48	11,40	35,52	29,22	16,78	36,42	18,01
MnCO ₃	6,99	8,21	23,07	29,16	29,22	14,63	26,79
FeCO ₃	0,87	4,47	4,40	4,86	6,73	3,91	7,47
MgCO ₃	—	—	4,10	5,00	4,18	6,13	6,92
Избытки	FeO	FeO	CO ₂	MgO	MgO	MgO	MgO
	-0,32	-0,09	-0,27	-0,44	-0,06	-0,35	-0,02
	MgO	MgO					
	-0,43	-0,65					

Проводя исследования в районе месторождения Тахта-Карача, мы ставили перед собой следующие задачи: выяснить, как распределяется марганец за пределами рудного поля; нельзя ли говорить об обогащении марганцем всей карбонатной формации в целом или ее определенных стратиграфических горизонтов; не наблюдается ли повышенного содержания марганца в определенных типах пород.

На всей территории, изображенной на фиг. 1, нами производилось систематическое опробование различных типов пород на марганец, в результате которого выяснилось, что за пределами продуктивных пачек содержания марганца снижаются до кларковых значений и неизменно остаются таковыми во всех типах вмещающих пород. Особенно интересно то обстоятельство, что содержание марганца держится на кларковом уровне как в темных известняках, так и в кремнистых породах, которые непосредственно входят в состав продуктивной пачки. Сказанное выше отражено в табл. 6, в которой сведены результаты многочисленных химических анализов (десятки образцов по каждому типу пород).

Таким образом, рудные концентрации месторождения Тахта-Карача локализуются на фоне толщ, содержание марганца в которых не превышает кларковых значений, а в целом ряде случаев держится даже

ниже кларкового уровня. Очень характерно также то, что рудные линзы в составе продуктивной пачки, как правило, разобщаются пропластками пустой породы. Следовательно рудное вещество проявляет определенную тенденцию к обособлению, к образованию своего рода стяжений во вмещающей кремнистой и карбонатно-кремнистой массе.

Как уже указывалось выше, песчано-сланцевая и карбонатная формации являются морскими, но характер морского бассейна в периоды их отложения был различен. В нижнем силуре во время формирования песчано-сланцевой формации в районе, несомненно, существовали большие участки суши, с которых в бассейн в большом количестве сносился обломочный материал. В конце нижнего силура начинается трансгрес-

Таблица 6

Содержание марганца в различных типах пород карбонатной формации

Район месторождения Тахта-Карача			Районы без проявления марганцевого оруденения		
типы пород	содержание Мп, %		типы пород	содержание Мп, %	авторы исследований
	пределы изменения	средние значения			
Светлые известняки	0—0,07	0,016	Известняки	0,04	Страхов и др., 1960
Темные известняки (нижняя пачка)	0,02—0,7	0,026			
Темные известняки (продуктивная пачка)	0,005—0,2	0,010			
Кремнистые известняки и известковые фтаниты	0,01—0,28	0,25			
Известковистые фтаниты	0,05—0,19	0,13			
Фтаниты	0—0,022	0,01	Фтаниты	0,002	
Глинистые фтаниты	0—0,126	0,025	Глинистые фтаниты	0,02	
Порфиранды	0,01—0,17	0,05	Кислые породы	0,06	
			Кислые эффузивы	0,04	
			Альбитофиры	0,09	

сия моря, которая в последующие эпохи распространяется на очень широкие площади, затопляя ранее существовавшие области сноса. Действительно, в составе пород карбонатной формации практически отсутствует примесь обломочного материала. Исключение представляют только темные известняки самого основания формации, которые иногда содержат до 15% обломочных зерен алевритовой размерности. Что же касается известняков, залегающих выше по разрезу, и пород, входящих в состав продуктивной пачки, то они либо совсем лишены терригенной примеси, либо содержат ее в очень незначительном количестве, и то в пелитовой фракции.

Таким образом, карбонатная формация в целом и те ее горизонты, к которым приурочено месторождение Тахта-Карача, в частности отлагались в условиях открытого морского бассейна в период максимального развития трансгрессии моря и наиболее ограниченного поступления терригенного материала с суши.

Следующей интересной особенностью осадконакопления в верхнесилурийское время является то, что одновременно с накоплением карбонатных толщ имели место и проявления вулканической деятельности. Последняя, очевидно, была подводной и носила сугубо локальный характер. В описываемом районе излияния лав предшествовали и совпадали по времени с отложением продуктивной пачки.

Излияния лав сопровождались выносом кремнезема, связанным, очевидно, с фумарольной деятельностью. Последняя, судя по соотношению кремнистых пород и лав в составе продуктивной пачки, доминировала над эффузивной.

Резюмируя изложенный выше материал, приходим к следующим выводам.

1. Карбонатная формация имеет неоднородное строение. Можно говорить о ее фоне — светлых массивных известняках и подчиненной рудовмещающей ассоциации пород, отчетливо обособляющейся на этом фоне. Для этой ассоциации в районе месторождения Тахта-Карача характерен следующий парагенез пород: фтаниты различного типа, кремнистые известняки, темные известняки, марганцевые руды и эффузивы.

2. Формирование рудовмещающей ассоциации пород, так же как и вмещающих их известняков, происходило в условиях открытого морского бассейна в период наиболее ограниченного поступления в него терригенного материала с суши.

3. Специфика рудовмещающей ассоциации пород заключается в том, что в ней ведущую роль играют кремнистые породы — образования, генетически связанные с вулканической деятельностью.

4. Марганцевые руды находятся в несомненной парагенетической связи с кремнистыми образованиями, появляясь в разрезе формации только одновременно с фтанитами. Последнее обстоятельство позволяет предполагать, что соединения марганца и кремнезема поступали в морской бассейн из общего источника, т. е. что руды месторождения Тахта-Карача по своей природе являются вулканогенно-осадочными.

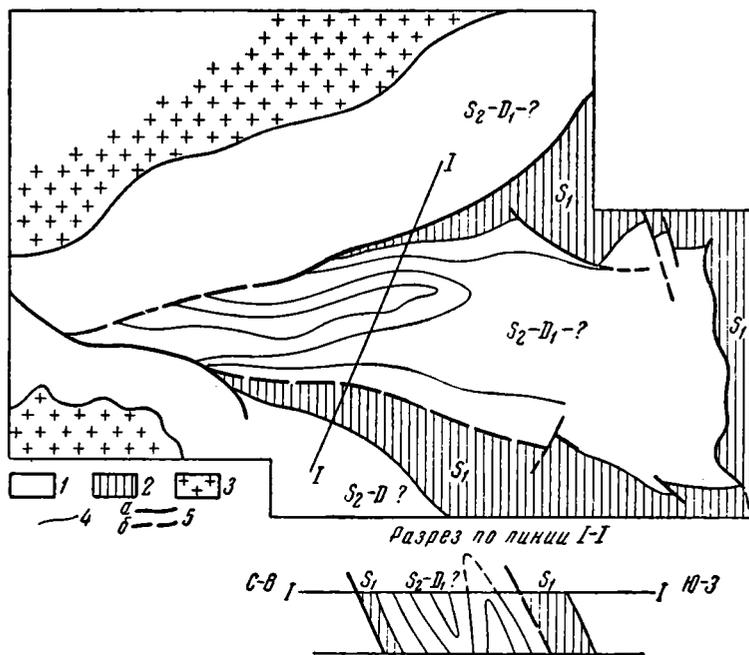
5. В пользу представления о вулканогенно-осадочном происхождении руд говорит не только их парагенез с кремнистыми и вулканогенными породами, но и самый факт узкой локализации оруденения. Действительно, в случае выноса соединений марганца в морской бассейн с суши (осадочное происхождение) следовало бы ожидать появления целых рудоносных горизонтов значительной протяженности, вытянутых вдоль предполагаемой береговой линии и совершенно постепенно сменяющихся пустыми породами. Рудная залежь месторождения Тахта-Карача в целом представляет собой резко оконтуренную и быстро выклинивающуюся линзу, обособляющуюся на фоне толщ с кларковым содержанием марганца. Значит, приток рудного вещества имел узко локальный характер, что значительно лучше объяснимо с позиций вулканогенно-осадочной, а не осадочной концепции происхождения руд.

3. СТРУКТУРА РАЙОНА МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Светлые и темные известняки, а также кремнистые образования и руды продуктивной пачки следует рассматривать как различные фации одной формации. В значительной мере эти литологические комплексы, конечно, отвечают определенным стратиграфическим горизонтам, но о полном совпадении стратиграфических границ с фациальными говорить не приходится.

В пределах изучаемого района нам неоднократно приходилось наблюдать, как светлые известняки сменяются темными, а темные — продуктивной пачкой, причем смена эта осуществляется как в вертикальном разрезе свиты, так и в латеральном направлении. Характер перехода от темных известняков к светлым может быть различным. Иногда смена бывает очень резкой, и на границе темно-серых, почти черных плитчатых известняков и их светлых массивных разновидностей практически

отсутствуют какие-либо промежуточные, переходного типа породы. В других случаях переход между темными и светлыми известняками сравнительно постепенен. Сначала плитчатые разности темно-серых известняков сменяются массивными, потом интенсивность их окраски постепенно начинает падать: появляются известняки более светлых оттенков серого цвета, и широкое распространение приобретают их не-



Фиг. 7. Структурная схема района месторождения Тахта-Карача (составлена Е. А. Соколовой)

1 — отложения верхнего силура и нижнего девона?; 2 — отложения нижнего силура; 3 — граниты; 4 — структурные линии; 5 — линии разрывных нарушений: а — достоверные, б — предполагаемые

равномерно окрашенные пятнистые и полосчатые разности. В последнем случае граница между темными и светлыми известняками проводится в значительной степени условно. Надо отметить, что наиболее резко обозначается граница между черными и светлыми известняками собственно в районе месторождения (имеются в виду темные известняки, вмещающие продуктивную пачку месторождения).

Резкой границы между продуктивной пачкой и вмещающими ее темными известняками, как правило, не наблюдается. По мере приближения к рудным залежам темные известняки становятся более кремнистыми и тонкоплитчатыми, а затем сменяются кремнисто-карбонатными и кремнистыми породами. Постепенность перехода между описываемыми фациями подчеркивается еще и тем, что среди кремнистых пород продуктивной пачки неизменно присутствуют линзы и прослои типичных темных известняков.

Из сказанного следует, что опорных стратиграфических горизонтов, которые при картировании можно бы было принять за маркирующие, в районе месторождения нет. Следовательно, о структуре района можно говорить только предположительно. Нам наиболее верной представляется структурная схема, изображенная на фиг. 7. Из этой схемы

следует, что месторождение Тахта-Карача приурочено к вытянутой в широтном направлении синклинальной складке, в крыльях которой обнажается песчано-сланцевая свита нижнего силура, а ядро выполнено карбонатными отложениями верхнесилурийского возраста. Складка изоклиналина, причем северное ее крыло является нормальным, а южное опрокинутым. Углы падения пластов в обоих крыльях обычно изменяются от 55 до 75°, изредка увеличиваясь до 80°. В районе месторождения отчетливо наблюдается центриклинальное замыкание слоев складки. Оно подчеркивается изгибом толщи темных известняков, к которой приурочены рудные залежи, а также изгибом линзы порфиroidов.

Изложенное представление о структуре района противопоставляется существовавшей прежде точке зрения, согласно которой всем пластам карбонатной свиты в пределах описываемой территории свойственно нормальное моноклиналиное залегание. Так, например, по нашему мнению следует говорить о существовании на Тахта-Карачинском месторождении не двух рудоносных горизонтов, а одного, обнажающегося в разных крыльях структуры, и рассматривать три основные рудные залежи как образования приблизительно одновозрастные. Согласно нашей схеме, северную (I) залежь месторождения следует относить к северному крылу структуры, тогда как южная (II) и западная (III) залежи обнажаются уже в ее южном крыле. Северная и южная залежи не являются изолированными и составляют по существу две части единого рудного тела, которое резко изогнуто в месте центриклинального замыкания складки.

ЛИТЕРАТУРА

- Бетехтин А. Г. О генетических типах марганцевых месторождений. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1944.
- Виноградов А. П. Распределение химических элементов в земной коре. Геохимия, № 1, 1956.
- Пинус Г. В. Петрохимическая и геохимическая характеристики кембрийских эффузивов Тувы. Геохимия, № 1, 1959.
- Соколова Е. А. Распределение марганца и фосфора в различных типах пород усинской свиты. Докл. АН СССР, т. 135, № 3, 1960.
- Страхов Н. М., Залманзон Э. С., Глаголева М. А. Очерки геохимии верхнепалеозойских отложений гумидного типа. Изд-во АН СССР, 1959.
- Хворова И. В. Доломиты карбона и морской нижней перми западного склона Южного Урала. Тр. геол. ин-та АН СССР, вып. 4, 1956.
- Хворова И. В., Залманзон Э. С. К геохимии кремнистых пород (некоторые особенности состава фтанитов и яшм Южного Урала). Литология и полезные ископаемые, № 1, 1963.
- Чекунов В. С. К вопросу размещения марганцевых месторождений и рудопроявлений на территории Средней Азии. Докл. АН ТаджССР, № 20, 1957.— Первично-окисные руды марганца на месторождении Тахта-Карача. Изв. АН ТаджССР. Отд. естеств. наук, № 22, 1957.

Геологический институт
АН СССР
Москва

Дата поступления
11.V.1963 г.

УДК 552.121 : 551.781 : 553.32 (477.7)

АССОЦИАЦИИ ТЯЖЕЛЫХ МИНЕРАЛОВ В ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЮЖНО-УКРАИНСКОГО МАРГАНЦЕРУДНОГО БАСЕЙНА

Г. Ю. БУТУЗОВА

В статье на основании изучения ассоциаций тяжелых минералов, их количественных соотношений и типоморфных особенностей проведено стратиграфическое расчленение палеогеновых отложений Южно-Украинского бассейна, показана связь комплексов тяжелых минералов с размывом различных зон коры выветривания и с изменением климатических условий.

Изучение ассоциаций тяжелых минералов в осадках рудоносных бассейнов имеет очень большое значение не только в целях выяснения источников питания и связи питающих областей с бассейном седиментации, но и длядробного стратиграфического расчленения и корреляции разрезов. Без точной и надежной стратиграфической увязки отдельных частей разреза в пределах рудных и безрудных площадей, без установления точных аналогов рудного горизонта в безрудных районах не могут быть выяснены и изучены геохимические закономерности распределения элементов в пределах рудного бассейна как во времени, так и в пространстве.

Палеонтологические критерии, как правило, используются для деления относительно крупных единиц и не всегда идентично решают вопрос о стратиграфическом расчленении толщ; литологические признаки также неприменимы для сопоставления фациально изменчивых комплексов пород; поэтому в ряде случаев минералогические данные, в частности изучение ассоциаций тяжелых минералов, с учетом палеонтологических и литологических данных могут служить надежными критериями для стратиграфического деления и корреляции разрезов, для уточнения спорных стратиграфических границ.

Корреляция по данным минералогических исследований с успехом может применяться лишь для районов с единым источником питания, т. е. в пределах одной терригенно-минералогической провинции; именно таким районом является Южно-Украинский марганцерудный бассейн, расположенный вдоль южного склона Украинского кристаллического массива, в зоне сочленения с Причерноморской впадиной.

В строении Украинского кристаллического массива принимает участие сложный комплекс магматических и метаморфических пород, среди которых основная роль принадлежит различным гранитам и гнейсам. Они образуют систему складчатых структур субмеридионального и субширотного направлений.

Центральная часть кристаллического массива сложена толщей биотитовых, биотитово-гранатовых и пироксеновых гнейсов, выступающих в антиклинариях субмеридионального простиранья. Более молодой

по возрасту является серия метабазитов, широко развитых в этой части кристаллического массива, подавляющее большинство которых представляет собой в различной степени метаморфизованные основные и ультраосновные породы. Они представлены разнообразными амфиболитами, эпидотизированными амфиболитами, амфиболовыми, тальковыми, хлоритовыми и другими сланцами.

Синклинальные зоны субмеридиональной складчатости сложены саксаганской серией кристаллических сланцев — аспидных, хлоритовых, тальковых и других, а также песчаников, филлитов и железистых роговиков. В этой же части массива развиты многочисленные гранитные интрузии, связанные со складчатыми системами северо-восточного простирания (Семененко, 1951; Усенко 1953).

Третичные отложения трансгрессивно залегают на различных породах кристаллического фундамента, местами на породах верхнемелового возраста, которые являются самыми древними осадочными образованиями в районе Южно-Украинского бассейна и распространены на востоке, в пределах Большетокмакского месторождения, а также в более глубоких частях Причерноморской впадины. По мере погружения кристаллического фундамента с северо-востока на юго-запад, в пределы Причерноморской впадины, происходит возрастание мощности осадочного чехла и постепенная смена мелководных прибрежных фаций более глубоководными. Палеогеновые отложения представлены осадками бучакского, киевского и харьковского ярусов.

К бучакскому ярусу относятся преимущественно континентальные образования, распространенные на большей части территории Южно-Украинского бассейна. Морские бучакские отложения имеют ограниченное распространение и развиты, по данным Ю. Б. Басса и Е. А. Безнера, в среднем течении р. Ингулец, а также в более погруженных частях Причерноморской впадины, в частности в районе Большой и Малой Белозерки.

В районе Белозерки морские бучакские отложения представлены зеленовато-серой алевритовой глиной и глинистым алевритом, содержащим в большом количестве округлые колломорфные зерна глауконита и мелкие новообразованные кристаллики цеолитов. В других районах они представлены карбонатными и бескарбонатными глинами с комплексом среднеэоценовой микрофауны.

Морские бучакские отложения залегают на породах континентального происхождения, которые представлены кварцево-каолинитовыми песками и песчаниками, глинами с прослоями и линзами бурых углей.

Песчаники обычно плохо отсортированы, состоят из остроугольных обломков кварца, интенсивно корродированных каолинитовым цементом. Характерно высокое содержание органического вещества — в виде обрывков, хлопьев, прожилок, а также в виде тонкорассеянных масс. Встречаются также линзочки бурого угля. На отдельных участках наблюдается замещение каолинитового цемента гиббситом.

Недостаточная изученность растительных остатков из континентальных отложений бучакского яруса не дает возможности точно обосновать их возраст.

По данным М. Ф. Носовского и М. В. Ярцевой (1960), время формирования континентальной толщи бучакского яруса могло охватывать нижний и средний эоцен, наличие же морских среднеэоценовых отложений может свидетельствовать о морской трансгрессии, начавшейся во второй половине среднего эоцена и охватившей лишь часть территории Южно-Украинского бассейна.

Выше пород бучакского яруса залегают морские отложения киевского яруса, относящиеся к верхнему эоцену и широко распространенные на территории Южно-Украинского бассейна.

В большинстве районов исследуемого бассейна отложения киевского яруса представлены карбонатными глинами, мергелями, кремнистыми глинами и алевролитами.

Алевролиты и песчаные глины развиты в более прибрежных частях бассейна, в глубь бассейна они сменяются карбонатными глинами и мергелями. Характерной особенностью отложений киевского яруса является широкое развитие в них процессов цеолитизации; цеолит часто является преобладающей составной частью цемента, образуя с глинистым веществом тонкую смесь. Фациально различные отложения киевского яруса содержат единый комплекс фораминифер, состав которых указывает на верхнеэоценовый возраст этих отложений.

В некоторых разрезах, там, где верхняя часть бучакского яруса представлена морскими осадками, имеет место постепенный переход между фациально близкими отложениями среднего и верхнего эоцена.

Отложения харьковского яруса в пределах Южно-Украинского бассейна распространены повсеместно, они трансгрессивно залегают на различных породах киевского и бучакского ярусов, а в местах их отсутствия — на кристаллических породах фундамента, или коре выветривания. Отложения харьковского яруса характеризуются большим фациальным разнообразием и пестротой слагающих их пород.

Общее изменение мощностей происходит в соответствии с погружением кристаллического фундамента в южном и юго-западном направлениях, причем в этом же направлении происходит смена алевролитовых и песчаных пород глинистыми.

Отложения харьковского яруса на площадях месторождений имеют ясно выраженное трехчленное строение и подразделяются на подрудную, рудную и надрудную части.

Нижняя, подрудная часть мощностью 1—10 м сложена преимущественно кварцево-глауконитовыми песками с редкими прослоями гравелитов; в более погруженной части склона кристаллического массива мощность подрудных отложений возрастает до 15—20 м, песчаники и алевролиты постепенно сменяются более тонкими, глинистыми породами.

Выше подрудных глинистых глауконитовых песков и песчаников располагается марганцевый горизонт, представленный окисными и карбонатными рудами, сложно сочетающимися с вмещающим их глинистым веществом.

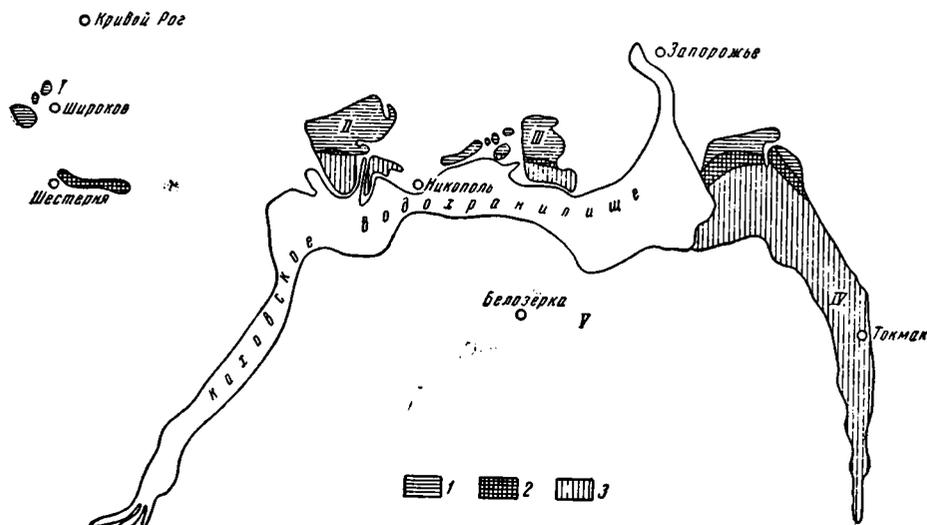
Смена окисных руд карбонатными происходит в направлении погружения поверхности фундамента и углубления бассейна, причем рудный пласт развит лишь в наиболее мелководной части бассейна, по мере углубления которого происходит постепенное разубоживание рудного горизонта, переход его в безрудную глинистую толщу, местами содержащую отдельные конкреции, желваки и включения марганцевой руды. Подрудные отложения и вмещающие породы рудного горизонта характеризуются широким развитием мелких кристалликов аутигенного цеолита.

Выше рудного горизонта по всей площади бассейна залегает толща характерных бескарбонатных глин — темно-серых и яблочно-зеленых — с редкими прослоями алевролитов. Надрудные отложения харьковского яруса перекрываются палеонтологически охарактеризованной толщей пород среднего или верхнего миоцена.

Большинство исследователей, изучавших фаунистический и споро-во-пыльцевой комплексы рудоносных осадков, считают возраст отло-

жений харьковского яруса нижнеолигоценым и сопоставляют их с нижнемайкопскими отложениями Кавказа.

Несмотря на большое число исследований, вопрос о стратиграфическом расчленении и корреляции третичных отложений Южно-Украинского бассейна до сих пор окончательно не решен.



Фиг. 1. Обзорная карта Южно-Украинского марганцерудного бассейна.

А. Места расположения изученных разрезов:

I — ингулецкий район; II — западная часть Николаевского месторождения; III — восточная часть Николаевского месторождения; IV — Больше-Токмакское месторождение; V — район Белозерки

Б. Площади распространения марганцевых руд:

1 — окисные руды; 2 — смешанные руды; 3 — карбонатные руды

Спорной является верхняя граница эоцена, при установлении которой палеонтологические данные часто не совпадают с данными спорово-пыльцевого анализа, не всегда достаточно четко фиксируется верхняя граница харьковского яруса.

Задачей данной работы являлось изучение ассоциаций тяжелых минералов в осадках бучакского, киевского и харьковского ярусов с целью выяснения возможности применения минералогических критериев для расчленения и корреляции разрезов третичных отложений Южно-Украинского бассейна, принимая во внимание их фациальную изменчивость и спорный в ряде случаев характер стратиграфических границ, основанный на палеонтологических и палинологических данных.

Были изучены комплексы тяжелых минералов в 40 образцах пород бучакского, киевского и харьковского ярусов в различных районах Южно-Украинского бассейна — в восточной и западной частях Николаевского месторождения, в пределах Больше-Токмакского месторождения, а также за пределами рудоносных площадей — в среднем течении р. Ингулец и более глубоких частях Причерноморской впадины в районе Большой и Малой Белозерки (фиг. 1). Было составлено 5 сводных разрезов по каждому из перечисленных районов и установлено распределение тяжелых минералов по каждому разрезу (фиг. 2). Неравномерность распределения образцов по разрезам вызвана двумя причинами: с одной стороны, более подробным и детальным изучением рудовмещающих отложений харьковского яруса, на которые приходит-

ся максимум изученных образцов, а с другой стороны, различным содержанием в тяжелых фракциях черных непрозрачных рудных минералов, которые в исследуемых образцах представлены очень широко, как правило, являясь преобладающей частью тяжелой фракции и составляя от 40—50 до 80—100% всей фракции.

Поскольку среди рудных минералов наряду с терригенными ильменитом, магнетитом и титаномagnetитом очень широко развиты аутигенные пирит и гидроокислы железа, их необходимо было исключить из подсчета, чтобы составить истинное представление о составе комплексов тяжелых акцессорных минералов.

В том случае, если рудные минералы составляют 90—100% тяжелой фракции, состав ее вообще не изучался. В каждом образце подсчитывалось 300—500 зерен, исключая рудные, во фракции размером 0,1—0,01 мм, в единичных образцах также во фракции 0,25—0,1 мм. Содержание каждого минерала выражалось в процентах по отношению ко всем подсчитанным зернам. Выделение тяжелых минералов производилось обычным способом в делительных воронках с применением бромформа с уд. в. 2,9.

Бучакский ярус, представленный в исследуемом районе, как было указано выше, континентальными и морскими фациями, содержит крайне бедный комплекс тяжелых минералов, состоящий из циркона, граната, эпидота, турмалина и рутила. В некоторых образцах присутствуют единичные зерна ставролита, сфена, титансодержащих минералов (табл. 1). Преобладающим минералом во всех просмотренных об-

Таблица 1

Содержание тяжелых минералов в осадках бучакского яруса
(в % к прозрачным минералам тяжелой фракции)

Район	I. р. Ингулец	II. Западн. ч. Никопольского м-ния		IV. Б.-Токмакское м-ние	V. Белозерка
№ обр. минерал	3097	2021	2107	3350	2551
Циркон	75	73	68	95	93
Эпидот	6	17	14	1,5	2
Гранат	1,5	4	8	0,5	3
Турмалин	9	4,5	2,5	—	1
Рутил	4,5	0,5	1,5	0,5	1
Ставролит	0,5	1	—	—	—
Сфен	—	—	0,25	—	—
Титансодержащие*	3	—	0,25	2	—

разцах является циркон, составляющий от 68 до 95% всех прозрачных минералов тяжелой фракции. Встречается он в виде призматических, как правило, слабо окатанных удлинённых кристаллов, обычно с хорошо выраженными конечными гранями, иногда в виде неправильной формы угловатых обломков. Очень широко распространены зональные цирконы.

Характерной особенностью цирконов, развитых в отложениях бучакского яруса, является их желтая, бурая и темно-бурая окраска, обычно

* В группу титансодержащих минералов объединены минералы, содержащие титан (рутил, брукит, анатаз), в той или иной степени превращенные в лейкоксен, благодаря чему их более точное определение невозможно. В проходящем свете они слабо анизотропны, в отраженном свете имеют характерную белую или желтовато-белую окраску.

довольно интенсивная, неравномерная. Возможно, окрашенные цирконы содержат примесь U, Th, при радиоактивном распаде которых вокруг зерен циркона в породе образуется бурый ареал. Окрашенные цирконы слабо плеохроируют. В заметно подчиненном количестве присутствуют бесцветные, обычно незональные цирконы, не имеющие бурой оторочки.

Интересно отметить наличие единичных регенерированных зерен циркона. Среди минералов группы эпидота преобладают зерна нормального эпидота с характерной яркой пятнистой интерференционной окраской: кроме того, в несколько меньшем количестве имеются бесцветные зерна неправильной формы с аномальными цветами интерференции с прямым и косым погасанием, принадлежащие цонзиту и клиноцоизиту; содержание минералов групп эпидота колеблется от 1,5 до 17%. Турмалин образует ясно ограненные призматические кристаллы зеленого, желтовато-бурого и зеленовато-синего цвета с ярко выраженным плеохроизмом. Некоторые кристаллы содержат включения пузырьков воздуха и газа, содержание его составляет 1—9%. Гранат (бесцветный и розовый) составляет 0,5—8%, рутил — 0,5—4,5%, остальные минералы присутствуют в единичных зернах в отдельных образцах.

Породы киевского яруса характеризуются более широким набором аксессуарных минералов. Преобладающую часть фракции (до 80—90%) составляют гранат, циркон, минералы группы эпидотцоизита, турмалин, рутил, дистен и сфен. Остальные минералы — ставролит, титансодержащие, анатаз, силлиманит и пикотит — присутствуют не во всех образцах, и содержание каждого из них, как правило, не превышает 2—3%, лишь в единичных случаях повышаясь до 7—8% (табл. 2).

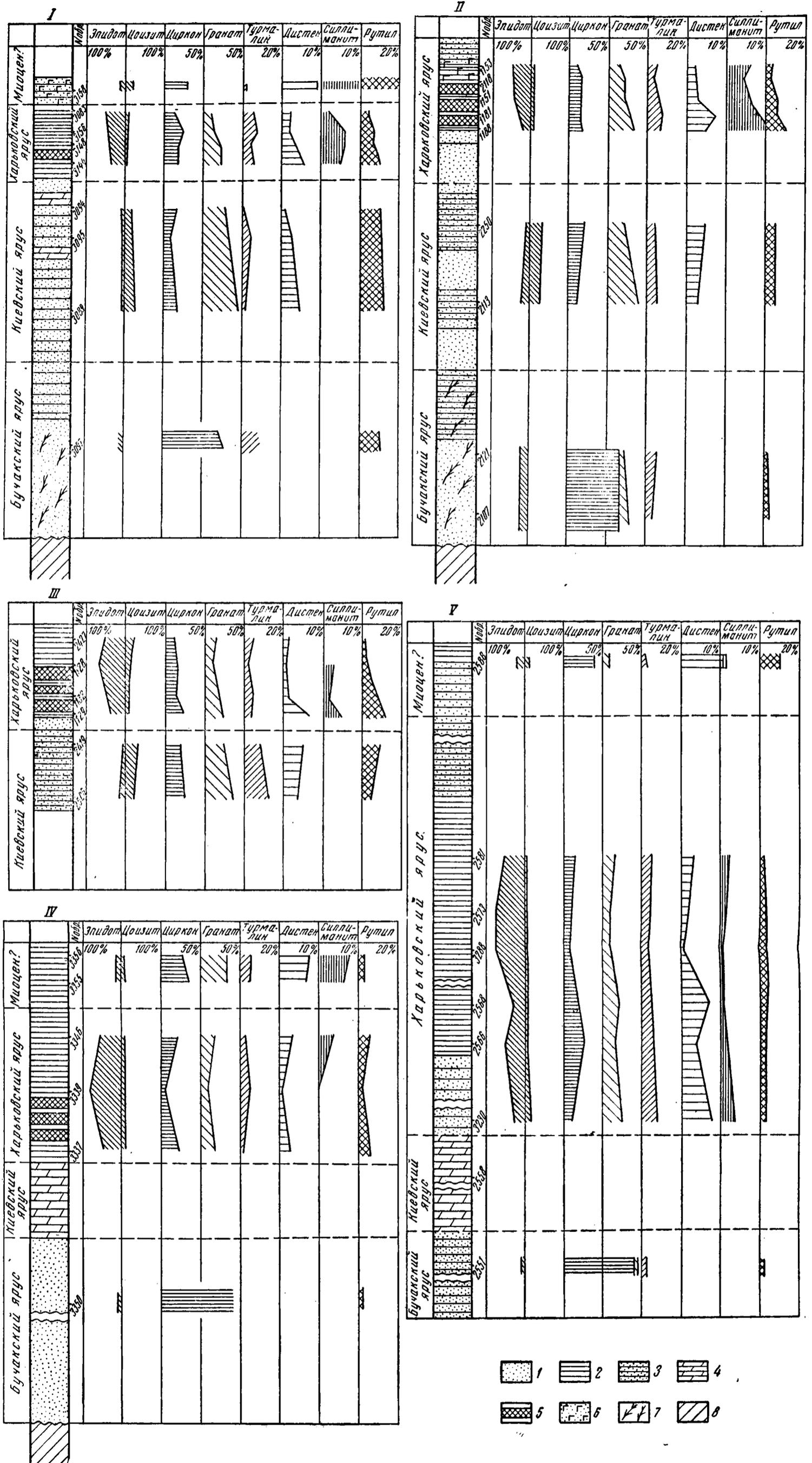
Таблица 2

Содержание тяжелых минералов в осадках киевского яруса
(в % к прозрачным минералам тяжелой фракции)

Район	I. р. Ингулец			II. Западн. ч. Никопольск. м-ния		III. Восточн. ч. Никопольск. м-ния	
	№ обр. минерал	3094	3095	3089	2113	2250	2419
Гранат	46,5	51,5	44,5	41	18	20	32
Эпидот-цоизит	17,5	14,4	14,5	20	29	24	17
Циркон	16,5	7	15,5	9	19	18	25
Турмалин	0,5	4,5	0,5	6	4	9	14
Рутил	9,5	10,5	11	5	5	8	4
Дистен	1,5	3,5	5	4	4,5	6	4
Ставролит	—	0,25	—	5	4	0,5	1,5
Сфен	1	2	—	6,5	4,5	5	2
Анатаз	0,25	0,25	0,25	0,5	2,5	1,5	—
Титансодержащие	6	5	7	—	8	6	—
Силлиманит	0,25	1	0,5	—	—	—	0,25
Пикотит	0,5	0,25	0,5	—	0,5	0,5	0,25

При сходных комплексах аксессуарных минералов в породах киевского и бучакского ярусов количественные соотношения и типоморфные особенности этих минералов различны.

В тяжелой фракции отложений киевского яруса преобладающим минералом является бесцветный гранат, образующий неправильной формы угловатые и полукатанные обломки, прозрачные, чистые, без включений. Розовые гранаты, в отличие от гранатов бучакского яруса, не отмечались.



Фиг. 2. Распределение тяжелых минералов в разрезах палеогеновых отложений Южно-Украинского бассейна: I — ингулецкий район, II — западная часть Никопольского месторождения, III — восточная часть Никопольского месторождения, IV — Больше-Токмакское месторождение, V — район Белозерки;

1 — пески и песчаники, 2 — глины, 3 — песчаные глины и алевролиты, 4 — мергели, 5 — марганцевая руда, 6 — породы с высоким содержанием глауконита, 7 — растительные остатки, 8 — кора выветривания

Среди минералов группы эпидот-цоизита резко преобладают цоизитовые разности. Это бесцветные, реже зеленоватые неправильной формы обломки с характерной аномальной индигово-синей интерференционной окраской. Показатели преломления зерен колеблются в довольно широких пределах: N_g от 1,714—1,718 до 1,722—1,726, N_p от 1,706—1,710 до 1,718—1,722.

Наряду с ромбическим цоизитом, имеющим прямое погасание, и моноклинным клиноцоизитом с CN_g 14—20° имеются переходные разности с промежуточными оптическими свойствами. В заметно подчиненном количестве присутствуют зерна эпидота с высоким двупреломлением и яркими цветами интерференции. Содержание циркона колеблется от 7 до 25%; он представлен полуокатанными и окатанными зернами, реже обломками призм с хорошо выраженными гранями; обычно бесцветный, незональный.

Харьковские отложения характеризуются наиболее богатым комплексом тяжелых минералов. Руководящей в отложениях харьковского яруса является следующая ассоциация: эпидот, гранат, циркон, турмалин, рутил, дистен, силлиманит (табл. 3).

Характерным является высокое содержание минералов группы эпидот-цоизита (от 20 до 80% тяжелой фракции). В отличие от пород киевского яруса, здесь резко преобладают эпидотовые разности — бесцветные, бледно-зеленые, реже зеленые и бурые неправильной формы зерна, обычно слабо плеохроичные, угловатые, реже окатанные, с характерной яркой пятнистой интерференционной окраской, со средним показателем преломления 1,735. В колебании содержания эпидота вверх по разрезу наблюдается определенная закономерность, а именно: увеличение содержания эпидота снизу вверх, от подошвы харьковского яруса к его кровле. Среди гранатов, играющих также большую роль в составе тяжелых минералов харьковского яруса, преобладают бесцветные зерна; значительно реже встречаются розовые и зеленые гранаты. Циркон встречается в виде полуокатанных бочонковидных, реже идеально ограненных призматических кристаллов, зональных и незональных, обычно прозрачных, неокрашенных. Характерной особенностью пород харьковского яруса является повсеместное присутствие в составе тяжелых аксессуарных минералов силлиманита, составляющего до 10—12% тяжелой фракции; в нижележащих осадках он отмечается лишь в отдельных образцах киевского яруса в виде единичных зерен. Относительно более высокое содержание силлиманита в харьковских отложениях восточной части бассейна связано с широким развитием силлиманитовых гнейсов в районах Побужья и р. Ингулец. Только харьковским отложениям присущи также такие минералы, как роговая обманка, апатит и хлоритид.

В разрезах Больше-Токмакского месторождения, в районе Белозерки и в среднем течении р. Ингулец выше пород, содержащих характерный для харьковских отложений комплекс аксессуарных минералов, в близких по литологическому составу отложениях обнаружена существенно отличная ассоциация тяжелых минералов, характеризующаяся высоким содержанием циркона, граната, эпидота, дистена, силлиманита и титаносодержащих минералов в специфичных для этих образцов количественных соотношениях (табл. 4). Весьма вероятно, что смена ассоциаций тяжелых минералов происходит на границе харьковского яруса и вышележащих миоценовых осадков. Ограниченность материала не позволяет сделать окончательного вывода относительно принадлежности пород с изменившимся комплексом тяжелых минералов к тому или иному стратиграфическому горизонту, и тем самым уточнить верхнюю

Таблица 3

Содержание тяжелых минералов в осадках харьковского яруса (в % к прозрачным минералам тяжелой фракции)

Район № обр. минерал	I. р. Ингулец				II. Запад. ч. Никольского м-ния					III. Восточн. ч. Никольского м-ния				IV. Б.-Токмакское м-ние			V. Белозерка					
	3156	3144	3083	3148	1153	1151	1181	2188	2118	2427	1128	1129	1132	3346	3337	3339	3230	3238	2566	2573	2568	2581
Эпидот	34	25	56	33,5	55	40	24	18	47	63	63	33	48	46	44	80	36	73	48	65	25	47
Гранат	14,5	30	11	24,5	14	19	26	28	19	10	8	18	20	15	17,5	4,5	25	7	15	9	23	15
Циркон	25	15,5	11	17	10	12	12,5	15	15	8	13	17	11	18	20	1	10	5	26	13	17	15
Турмалин	7	6	7	4	3,5	5	6	5	2,5	5	2	3	3,5	2	0,5	5	7	3,5	5	5	5	5
Рутил	7	10	4	5	2	5	5	9	2	1	3	10	8,5	4,5	4,5	0,5	2	3,5	1	1	3,5	0,5
Дистен	2	6	2	5	2	3,5	7,5	6	2,5	1	0,5	6,5	1,5	3	2	0,5	7,5	1,5	3	3	7	3
Силлиманит	6	4,5	2	6	6	6	9	12	4	0,5	2	4	1,5	1,5	0,5	0,5	4	1	1	0,5	2	2
Сфен	0,5	—	0,5	—	2	1	1,5	0,25	2,5	2	0,5	1,5	1	1,5	—	0,5	2	0,25	0,5	0,5	3	3
Ставролит	0,25	1,5	2	—	2,5	5	4	3	2,5	—	0,5	2	0,5	0,25	0,5	—	—	—	—	—	0,5	1
Анализ	—	0,25	0,25	—	0,5	0,5	0,5	0,25	—	1	0,5	0,25	1	1	1	—	0,5	0,25	—	—	—	0,5
Титансодержащие	1,5	1,5	2	3	0,5	1	1	0,5	—	5	1,5	3	1,5	5	7	5	2	3,5	—	—	2	3
Пикотит	—	—	0,25	3	—	—	—	—	1	0,5	0,5	—	1	0,25	2	3	—	0,5	1	1	0,5	2
Роговая обманка	2	—	—	—	—	2	—	2	0,25	0,5	2	0,25	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Апатит	—	—	1	—	—	0,25	0,5	0,5	0,5	1	3	0,5	—	—	—	—	—	—	—	0,5	2	3
Хлоритонд	—	—	—	—	1,5	0,5	2,5	—	—	1	—	0,5	—	1	1	0,5	4,5	0,5	1	0,5	9	2

границу олигоцена в Южно-Украинском бассейне по минералогическим данным. Для решения этого вопроса необходимы более широкое и подробное изучение ассоциаций тяжелых минералов как по площади бассейна, так и по вертикали, и увязка данных минералогических, палеонтологических, палинологических и геохимических исследований.

На основании же имеющихся данных можно по всей площади Южно-Украинского бассейна по характерной ассоциации акцессорных минералов выделять аналогичные харьковских слоев, используя это для необходимых геохимических, палеогеографических и других построений. Закономерное увеличение содержания эпидота вверх по разрезу от подрудных слоев к надрудным может в какой-то степени в сочетании с другими признаками способствовать выделению аналогов подрудных, рудных и надрудных частей разреза в пределах безрудных площадей.

Изучение ассоциаций акцессорных минералов позволило выделить ряд основных корреляционных признаков, которые могут быть положены в основу расчленения и сопоставления разрезов третичных отложений на территории Южно-Украинского бассейна по минералогическим

данным. Для отложений бучакского яруса такими признаками являются:

1) минералогически бедный состав тяжелой фракции, включающей лишь наиболее устойчивые минералы, среди которых резко преобладает циркон;

2) характерная бурая и желтовато-бурая окраска зерен циркона.

Интересно отметить, что эти особенности присущи как континентальным отложениям бучакского яруса, так и их морским аналогам, развитым в районе Белозерки.

Отложения киевского яруса характеризуются:

1) четким преобладанием цоизита и клиноцоизита среди минералов эпидот-цоизитовой группы;

2) широким развитием бесцветного граната, содержание которого составляет от 18 до 51,5% тяжелой фракции (в среднем около 40%).

Породы харьковского яруса отличаются:

1) наиболее разнообразной по составу ассоциацией тяжелых минералов, включающей такие малоустойчивые минералы, как роговая обманка, апатит и хлоритоид;

2) преобладанием в составе тяжелой фракции эпидота с нормальной яркой пятнистой интерференционной окраской, содержание которого составляет от 18 до 80% (в среднем 50%);

3) высоким содержанием силлиманита от 0,5 до 12% (в среднем 4), развитого повсеместно.

Комплекс вышележащих осадков, возможно миоценового (?) возраста, характеризуется повышенным содержанием циркона (24—35%), дистена (7—12%) и рутила (3—21%).

Таблица 4

Содержание тяжелых минералов в осадках миоцена (?) (в % к прозрачным минералам тяжелой фракции)

Район	р. Ингулец I.	IV Б. Токмакское м-ние	V. Белозерка	
№ обр.	3158	3356	3355	2588
минерал				
Эпидот	21	14	6	21
Гранат	—	29	30	10
Циркон	30	24	32	35
Титансодержащие	8	5	4	4
Силлиманит	8	8	6	4
Дистен	11	8	7	12
Рутил	21	3	4	10
Сфен	—	1,5	1,5	—
Брукит	—	0,5	0,25	—
Турмалин	1	4,5	4,5	3
Ставролит	—	0,25	0,5	0,5
Пикотит	—	0,25	1	0,5
Хлоритоид	—	1	2	—

Сходный состав руководящих акцессорных минералов в осадках всех изученных горизонтов дает основание считать, что при их образовании размывались близкие по составу исходные породы, среди которых основную роль играла серия метабазитов — амфиболитов, эпидотизированных амфиболитов, амфиболовых, хлоритовых и других сланцев. В пользу этого предположения говорит широкое повсеместное развитие минералов группы эпидот-цоизита, которые, как известно, характеризуются очень широким распространением среди метаморфизованных основных изверженных пород, а также тот факт, что состав тяжелых минералов в одном изученном образце из коры выветривания амфиболитов близок к составу тяжелых минералов изученных пород. Наряду с метабазитами в составе питающих пород широко представлены гранитные интрузии, отражением чего в третичных осадках является высокое содержание циркона.

Изменение ассоциаций тяжелых минералов вверх по разрезу, закономерное увеличение числа входящих в их состав минералов снизу вверх является, по-видимому, с одной стороны, отражением зональности в распределении тяжелых минералов в профиле коры выветривания, с другой — следствием изменения климатических условий, отразившихся на интенсивности процессов выветривания. Отложения бучакского яруса образовывались при размыве верхних, наиболее зрелых и разложенных горизонтов коры выветривания; они содержат комплекс наиболее устойчивых тяжелых минералов — циркон, турмалин, гранат, в качестве примеси эпидот.

Нижние, менее разложенные горизонты коры содержат более богатый и разнообразный комплекс тяжелых минералов, что фиксируется в осадках киевского и особенно харьковского яруса, отложения которого содержат в существенных количествах такие малоустойчивые минералы, как эпидот, дистен, ставролит, силлиманит и даже апатит и роговую обманку.

Причиной большего разнообразия тяжелых минералов в харьковских отложениях и наличия в них целого ряда малоустойчивых минералов могло явиться также похолодание климата в нижнеолигоценое время — смена жаркого субтропического климата киевского времени более умеренным, на что указывает спорово-пыльцевой комплекс харьковских слоев.

Похолодание климата не могло не отразиться на интенсивности процессов выветривания в харьковское время.

Заслуживающей внимания является связь эпохи накопления рудных концентраций марганца с размывом относительно глубоких, недостаточно зрелых и разложенных зон коры выветривания либо с замедлением интенсивности процессов выветривания в связи с похолоданием климата в нижнеолигоценое время.

ЛИТЕРАТУРА

- Носовский М. Ф. и Ярцева М. В. Палеогеновые отложения южного склона Украинского кристаллического массива. В сб. Палеогеновые отложения юга Европейской части СССР. Изд-во АН СССР, 1960.
- Семеновко Н. П. Стрoение Украинского кристаллического массива и история его формирования. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1951.
- Усенко И. С. Архейские метабазиты и ультрабазиты Украинского кристаллического массива. Изд-во АН УССР, 1953.

УДК 549.766.2+549.766.1 : 551.352

СУЛЬФАТЫ В МОРСКИХ ИЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ

Э. А. ОСТРОУМОВ, И. И. ВОЛКОВ

В донных отложениях морей сульфаты могут присутствовать не только в растворенном состоянии — в иловой воде, но и в составе твердой фазы отложений.

В глинистых окисленных отложениях океана сульфаты содержатся в основном в иловой воде. В карбонатных осадках они находятся и в твердой фазе. В твердую фазу сульфаты попадают при седиментации в составе карбонатного материала биогенного происхождения.

В восстановительной среде черноморских осадков сульфаты присутствуют как в иловой воде, так и в твердой фазе. Сульфаты, входящие в состав твердой фазы, связаны с глинистым веществом в виде сульфаталюминиевых соединений и находятся в равновесии с иловой водой. Поскольку в связи с восстановительными процессами содержание сульфатов в иловой воде уменьшается, то происходит переход сульфатов твердой фазы в иловую воду.

При процессе диагенеза морских осадков, обусловленном сложными физико-химическими превращениями, соединения серы играют важную роль, давая начало ряду аутигенных минералов морского дна. Геохимический цикл серы в море начинается с сульфатов, содержащихся в морской воде.

Донные отложения морей и океанов также содержат сульфаты. Можно было предположить, что в осадках сульфаты содержатся в основном в воде, пропитывающей осадок, — иловой воде. Присутствие сульфатов в твердой фазе осадков могло быть связано с наличием в них сульфата бария, так как барий в небольших количествах 0,06—0,2% BaO, по данным Калле (Kalle, 1943), был обнаружен в океанических отложениях. Однако с точки зрения исследования распределения сульфатов между иловой водой и твердой фазой сульфаты, связанные в виде BaSO₄, не имеют большого значения ввиду их относительной неподвижности. При изучении различных форм соединений серы в морских и океанических отложениях нами определялось также и общее содержание серы сульфатов (Остроумов, 1953, 1957; Остроумов, Волков, 1960; Остроумов, Фомина, 1960). При этом было установлено, что содержание их по различным горизонтам осадков подвержено некоторым колебаниям. О. В. Шишкина (1955а, б, 1957, 1959), проводя исследование иловых вод морских и океанических осадков, в числе других компонентов определяла сульфаты и установила колебания в их содержании.

Поставив перед собой задачу изучить распределение сульфатов (их подвижных форм) и учитывая необходимость работы со свежим материалом, мы начали эти исследования на борту экспедиционного судна «Битязь» в Тихом океане в 26-м рейсе, который можно схематически представить себе в виде двух меридиональных разрезов от сороковых широт северного полушария до сороковых южного. Таким образом, мы могли охватить большое число различных типов осадков. До последнего времени проведение подобных исследований в экспедиционных условиях

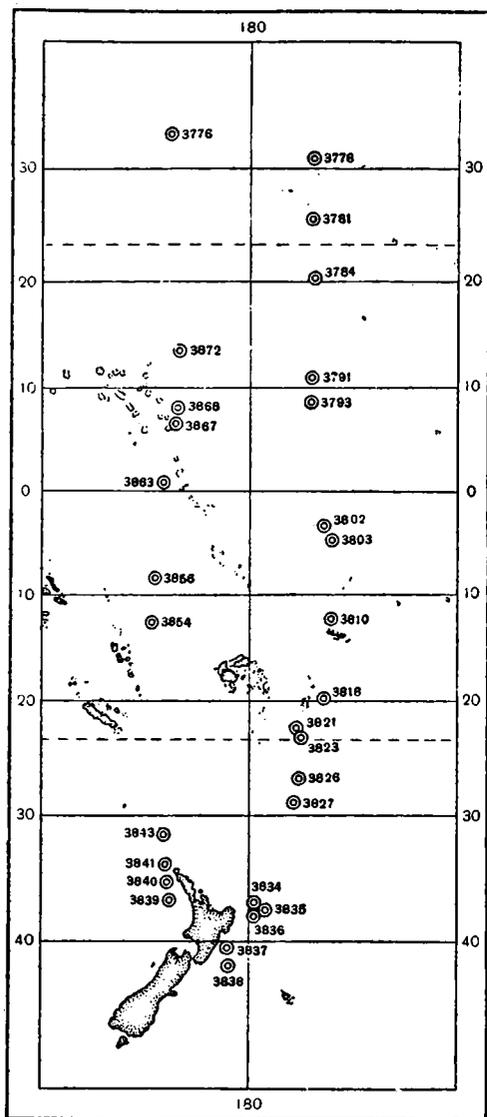
было невозможно, так как классический весовой метод определения сульфатов применен быть не мог, а существующие объемные методы при определении малых количеств сульфатов давали столь большие отклонения, что определения совершенно обесценивались.

При проведении работ для определения сульфатов был использован описанный нами ранее метод, основанный на восстановлении сульфатов до сероводорода с последующим его определением йодометрическим путем (Волков, Остроумов, 1958). Для определения сульфатов в условиях корабельной лаборатории была принята методика, описанная нами (Волков, 1959; Волков, Остроумов, 1960). Станции, на которых был взят материал для исследования, указаны на схематической карте (фиг. 1).

В начале исследования нами было неоднократно замечено, что в колонках глинистых отложений повышенное содержание сульфатной серы на отдельных горизонтах совпадает с повышенным содержанием карбонатов. На основании этого возникло предположение, что одним из источников повышенного содержания сульфатов в донных осадках служит принос их с карбонатным материалом, тем более, что имеются указания на ряд случаев относительно повышенного содержания сульфатов в морском карбонатном материале биогенного происхождения. Так, например, для кораллов А. П. Виноградов (1935) приводит содержание CaSO_4 от 0,06 до 5,43% в расчете на зольный остаток; при этом максимальное содержание CaSO_4 относится к *Gorgonia Subfruticosa* Dana из района о-вов Фиджи (5,43%). В створках раковин, как указывает

А. П. Виноградов (1937), также содержатся сульфаты. Содержание CaSO_4 для некоторых из них в расчете на зольный остаток составляет: *Brachiopoda* — от 0,36 до 8,37%, *Cephalopoda* — от 0,17 до 1,46%, *Ostrea edulis* — от 1,45 до 2,0%.

Для выяснения вопроса о привносе сульфатов в донные отложения с карбонатным материалом нами были исследованы некоторые виды карбонатного материала, участвующие в осадкообразовании.



Фиг. 1. Карта станций, где отобраны пробы для исследования

Таблица 1

№ станций	Глубина, м	Характеристика материала	S сульфатная, %	В расчете на CaSO ₄ , %
3843	1941	Глобигериновый песок	0,054	0,229
3821	1321	Ил глобигериновый с примесью птеропод	0,053	0,225
3803	1376	Глобигериновый песок с примесью кораллового песка:		
		тонкая фракция	0,157	0,667
		грубая фракция	0,190	0,807
3776	4249	Раковины птеропод:		
		<i>Cuvierina columnella</i>	0,038	0,161
		<i>Cavolina gibbosa</i>	0,028	0,119
		<i>Cavolina globulosa</i>	0,057	0,242
		Сборы на барьерном рифе о-ва Вити-Леву (о-ва Фиджи)		
		Живые кораллы (<i>Madreporaria</i>)	0,232	0,986
		То же	0,194	0,824
3841	159	Обломки живых и мертвых кораллов, крупный коралловый песок, обломки створок раковин		
		Живые кораллы (<i>Madreporaria</i>)	0,184	0,782
		Мертвые кораллы	0,205	0,871
		Коралловый песок с примесью обломков раковин	0,349	1,483
		Сборы на пляже о-ва Вити-Леву (о-ва Фиджи)		
		Раковина (<i>Anadara</i>)	0,088	0,374
		Сборы на пляже о-ва Новая Каледония		
		Раковина (<i>Anadara</i>)	0,090	0,382

Перед исследованием собранные образцы были промыты декантацией дистиллированной водой для удаления морской воды (до прекращения реакции на хлор-ион).

Результаты проведенных исследований приведены в табл. 1. Так как сульфаты, очевидно, связаны с кальцием, то мы сочли уместным дать, кроме полученных величин серы сульфатов, еще и пересчет ее на CaSO₄.

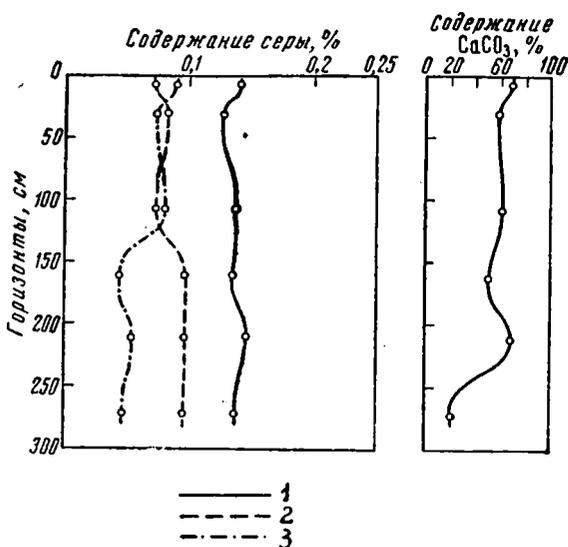
Как видно, исследованный известковый осадкообразующий материал содержит довольно значительное количество сульфатов. Особенно значительно содержание их в кораллах и коралловом песке с примесью обломков раковин. Необходимо отметить, что в одном и том же материале в более крупных частицах содержание сульфатной серы выше, чем в более мелкой фракции. Это зависит от большей скорости выщелачивания сульфатов из более дисперсного материала.

Проводя исследования колонок по отдельным горизонтам, мы определяли сульфаты как в пробе натурального ила, так и в иловой воде из этой пробы. Пересчитывая серу сульфатов, определенную из натурального ила, на влагу и имея содержание серы сульфатов в иловой воде, мы по разности могли судить о содержании серы сульфатов в твердой фазе осадка. Так как точность определения была 0,003%, то меньшую разность во внимание не принимали. Величины содержания карбоната кальция рассчитаны по данным определения CO₂. Результаты исследований по наиболее характерным типам осадков приведены в табл. 2.

На основании полученного материала построены кривые распределения серы по вертикали некоторых, наиболее характерных, колонок сульфатов: в твердой фазе осадка, в иловой воде и в натуральном иле. Для того чтобы проследить зависимость содержания сульфатов от карбоната кальция, на фиг. 2—4 дано отдельно распределение CaCO₃ по вертикали колонки.

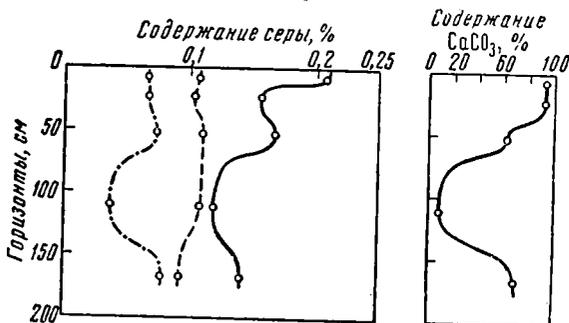
По характеру распределения сульфатов мы можем разделить осадки исследованной нами части океана на три типа: карбонатные, глинистые и смешанные, являющиеся переходными между первыми двумя типами.

В карбонатных осадках колебания общего содержания сульфатов по вертикали определяются характером распределения карбонатов. В твер-

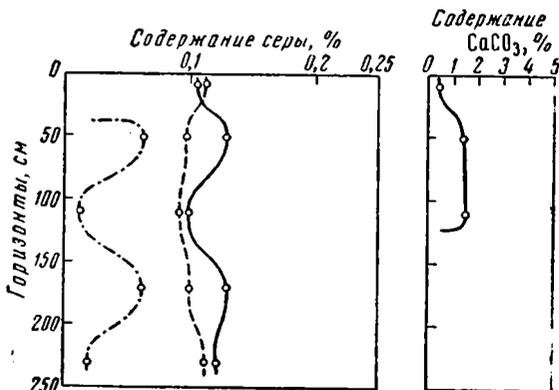


Фиг. 2. Станция 3854. Распределение сульфатной серы и карбоната кальция в осадках по вертикали:

1 — в натуральном иле в расчете на влагу; 2 — в иловой воде; 3 — в твердой фазе осадка



Фиг. 3. Станция 3867. Распределение сульфатной серы и карбоната кальция в осадках по вертикали
Условные обозначения те же, что на фиг. 2.



Фиг. 4. Станция 3856. Распределение сульфатной серы и карбоната кальция в осадках по вертикали
Условные обозначения те же, что на фиг. 2.

дую фазу осадка сульфаты приносятся с карбонатным материалом в процессе седиментации. Вследствие процесса выщелачивания, в связи с насыщенностью морской воды сульфатами, содержание сульфатов в твердой фазе к низу колонки постепенно падает; этим объясняется увеличение содержания их в иловой воде. Этот процесс можно хорошо проследить по кривым распределения серы сульфатов в твердой фазе и иловой воде, которые в принципе являются зеркальным изображением друг друга.

В осадках смешанного типа (глинисто-карбонатных) еще более резко видна зависимость концентрации сульфатов от распределения карбонатного материала. В этом случае величины общего содержания сульфатной серы в основном зависят от содержания ее в твердой фазе осадка.

Глинистые осадки, приуроченные к более глубоким частям океана, характеризуются малым содержанием карбонатов ввиду их растворимости на этих глубинах. Таким образом, поступление в осадки сульфатов, носителем которых является карбонатный материал, весьма незначительно. В этом случае твердая фаза содержит сульфаты, очевидно ассоциированные с глинистым материалом, чем и могут быть объяснены колебания в содержании сульфатов по отдельным горизонтам.

Осадки глубоководных впадин содержат сульфаты в основном в иловой воде. Твердая фаза этих осадков практически сульфатов не содержит, что, видимо, можно объяснить условиями, не

Таблица 2

Горизонт, см	Краткая характеристика осадка	Влаж- ность, %	S сульфатная, %			CaCO ₃ , %
			в осад- ке в расчете на вла- гу	в ило- вой воде	в твер- дой фа- зе осадка	
Станция 3818. (Впадина Тонга. Глубина 8400 м. Проба из трала)						
	Ил алевроитово-глинистый серого цвета со слабым зеленоватым оттенком. Содержит обломки эффузивных пород	46,21	0,102	0,103	0,000	0,59
Станция 3827. (Впадина Кермадек. Глубина 9127 м, колонка 122 см)						
10	Придонная вода Ил глинистый, консистенции густой сметаны, светло-коричневый с серым оттенком. На горизонте 8—10 см два буро-коричневых прослоя			0,079		
22—30	Ил глинистый, более плотный, пластичный светло-коричневый со слабым сероватым оттенком	58,10	0,087	0,082	0,007	0,36
66—74	Ил такого же типа, но с отдельными прослоями темно-серого цвета	49,60	0,097	0,093	0,003	0,00
92—100	Ил глинистый, плотный, пластичный, светло-серого цвета со слабо выраженной тонкой слоистостью	47,98	0,101	0,099	0,000	2,23
102—112	Ил такого же типа	40,92 41,39	0,087 0,080	0,088 0,080	0,000 0,000	0,64 1,05
Станция 3840. (Глубина 1229 м, колонка 252 см)						
0—5	Придонная вода Ил глобигериновый серого цвета	41,78	0,142	0,088	0,039	52,76
22—40	Ил глобигериновый с примесью глинистого материала, серый с зеленоватым оттенком	38,12	0,137	0,095	0,026	36,84
110—115	Ил известковый с примесью глинистого материала, серого цвета с зеленоватым оттенком	43,59	0,122	0,089	0,025	23,15
182—200	То же	42,10	0,126	0,099	0,020	33,43
222—240	» »	40,38	0,104	0,089	0,010	30,97
Станция 3854. (Глубина 3543 м, колонка 293 см)						
2—15	Придонная вода Ил глобигериновый кремового цвета с очень слабым коричневатым оттенком	56,58	0,141	0,073	0,089	69,49
22—40	Ил глобигериновый более плотный, кремового цвета с неясными более светлыми пятнами	61,42	0,128	0,081	0,075	59,49
102—114	То же	56,23	0,138	0,076	0,080	60,26
152—172	Такой же ил, но более пятнистый; пятна серого, светло-серого цвета и кремового с бурым оттенком	53,48	0,136	0,097	0,045	51,35
202—220	Ил глобигериновый кремового цвета с редкими пятнами, имеющими сероватый оттенок	52,46	0,147	0,097	0,055	68,47
262—281	Ил глобигериновый с примесью глинистого материала кремового цвета, плотный	53,43	0,139	0,097	0,048	20,37
Станция 3856. (Глубина 5225 м, колонка 252 см)						
2—15	Придонная вода Ил глинистый, сверху полужидкий: пластичный, однородный, коричнево-шоколадного цвета	71,41	0,106	0,111	0,000	0,41
42—60	Такой же ил, но гораздо более плотный	65,68	0,129	0,097	0,061	1,36
102—120	То же	70,35	0,098	0,093	0,012	1,45
162—180	» »	67,72	0,129	0,100	0,061	0,00
222—240	» »	68,31	0,122	0,113	0,019	0,045

Таблица 2 (продолжение)

Горизонт, см	Краткая характеристика осадка	Влаж- ность, %	S сульфатная, %			СаСО ₃ , %
			в осад- ке в расчете на вла- гу	в ило- вой воде	в твер- дой фа- зе осадка	
Станция 3863. (Глубина 4344 м, колонка 405 см)						
2—10	Придонная вода Ил глобигериновый кремового цвета, сверху полужидкий, далее более плотный	50,61	0,141	0,107	0,042	81,45
42—55	Ил глобигериновый светло-кремового цвета	49,39	0,163	0,105	0,057	82,05
122—140	То же	47,36	0,162	0,109	0,048	80,41
202—220	» »	45,16	0,164	0,099	0,053	86,46
322—334	» »	43,39	0,158	0,097	0,047	85,87
365—380	Ил глобигериновый светло-кремового цвета с неправильными мелкими включениями свет- лого и светло-коричневого цвета	47,20	0,147	0,103	0,039	78,50
Станция 3867. (Глубина 4795 м, колонка 190 см)						
2—15	Придонная вода Ил глобигериновый белого цвета	39,46	0,206	0,096	0,065	91,37
17—29	Ил глобигериновый слоистый, прослон бу- рого, белого и кремового цвета	55,81	0,156	0,103	0,067	91,55
48—56	Ил глобигериновый белого цвета	56,28	0,167	0,110	0,073	61,49
102—120	Ил глинистый бурого цвета с редкими не- правильными желтовато-охристыми пятнами	76,84	0,119	0,108	0,036	7,87
162—172	Ил карбонатный с примесью глинистого материала светло-бурого цвета с неправиль- ными пятнами и прослоями кремового цвета	61,82	0,140	0,092	0,078	69,13

подходящими для образования соединений типа сульфоалюминатов.

Приводимые нами данные в основном касаются сульфатов морских осадков окисленной зоны. Только на станциях 3835 и 3839 (см. фиг. 1) можно было получить пробы из восстановительной зоны. Однако восстановительные процессы были выражены относительно слабо вследствие малого количества органического вещества, попадающего в осадки океана. В результате исследования можно было лишь отметить уменьшение содержания сульфатов в нижних горизонтах осадка вследствие восстановления их до сероводорода.

Для изучения распределения сульфатов в условиях хорошо выраженной восстановительной среды осадков исследование было продолжено нами на отложениях Черного моря, глубоководные осадки которого, как известно, содержат относительно значительные количества органического вещества и формируются в восстановительных условиях.

При исследовании распределения сульфатов в поверхностном слое донных отложений Черного моря нами было найдено (Остроумов, Волков, Фомина, 1961), что содержание сульфатов в осадках выше, чем могло быть, исходя из нормального солевого состава морской воды и солености придонных вод Черного моря. Изучение распределения форм соединений серы по вертикали осадков Черного моря (Остроумов, 1953) показало, что общее содержание сульфатов постепенно падает с углублением в толщу осадков вследствие восстановления их до сероводорода. Вопросу распределения сульфатов в иловых водах осадков Черного моря посвящена работа О. В. Шишкиной (1959), которой установлено постепенное падение концентрации сульфатов в иловых водах от поверхностных горизонтов вниз по толще осадков.

Наблюдения показали, что здесь, как и в океане, сульфаты могут поступать в донные отложения не только за счет морской воды, из кото-

Таблица 3

Глубина, м	Горизонт, см	Место отбора проб	Створки раковин	S сульфатная, %	В расчете на CaSO ₄ , %
30	20—38	Каламитский залив	<i>Mytilus galloprovincialis</i>	0,057	0,242
14	10—20	Тендровская коса	» »	0,062	0,263
14	10—20	» »	<i>Cardium edule</i>	0,051	0,217
15	20—30	Анапа	<i>Venus gallina L.</i>	0,080	0,340
7	10—20	Каркинитский залив	» »	0,059	0,251

Таблица 4

Характеристика материала	Место отбора пробы	CaCO ₃ , %	S сульфатная, %
Карбонатные породы берега	Побережье на участке г. Геленджик, м. Дооб	57,20	0,032
То же	То же	53,32	0,037
Глинисто-карбонатные породы берега	» »	24,74	0,048
То же	» »	26,56	0,024

рой формируются иловые воды, но и приносятся в составе взвеси. Сульфаты, приносимые со взвешенным материалом, могут быть как терригенного, так отчасти и биогенного происхождения: первые поступают со взвешенным материалом, образующимся в результате разрушения карбонатных пород берегов; вторые приносятся главным образом в виде измельченных створок раковин. Некоторые данные, полученные нами по содержанию серы сульфатов в указанном материале, приведены в табл. 3 и 4. Как видно из таблиц, указанные материалы, особенно карбонатные береговые породы, могут давать в баланс Черного моря значительные количества сульфатов.

Распределения сульфатов между иловыми водами и твердой фазой осадков были исследованы на нескольких колонках донных отложений. Результаты приведены в табл. 5. Для наглядности по трем наиболее типичным колонкам даны кривые, характеризующие распределение сульфатов по вертикали (фиг. 5—7). Из приведенных данных следует, что, как и в осадках Тихого океана, сульфаты в иловых отложениях Черного моря присутствуют и в иловой воде, и в твердой фазе.

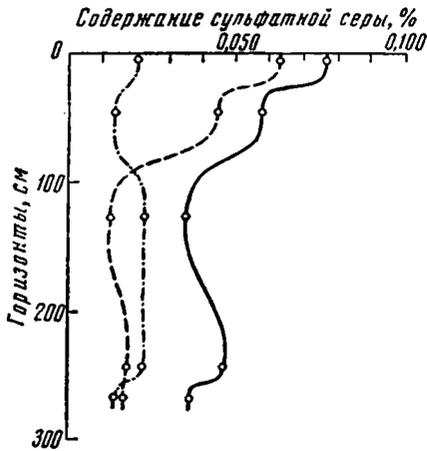
Как известно, в условиях анаэробной среды глубин Черного моря сульфаты восстанавливаются до сероводорода в результате жизнедеятельности микроорганизмов, что служит причиной уменьшения общего содержания сульфатов с углублением в толщу осадков. Процессы восстановления сульфатов наиболее интенсивно протекают в верхних слоях черноморских отложений. Естественно, что и наиболее резкое падение содержания сульфатов мы наблюдаем именно здесь. В нижних частях изученных нами колонок общее содержание сульфатов много меньше, чем наверху, и изменяется очень незначительно, что можно объяснить затуханием восстановительного процесса. Уменьшение концентрации сульфатов в иловых водах верхних горизонтов отложений происходит довольно пропорционально, чего нельзя сказать об общем содержании сульфатов. Распределение общего содержания сульфатов по вертикали с небольшими отклонениями практически подобно распределению сульфатов в твердой фазе осадков.

Выше было показано, что часть сульфатов поступает в море в составе карбонатной взвеси. Однако, как видно из приведенных данных по колонкам донных отложений, содержание сульфатов в твердой фазе никак не связано с концентрацией карбоната кальция в осадках. Это, по-види-

Таблица 5

Горизонт, см	Краткая характеристика пробы осадка	Влаж- ность, %	S сульфатная, %			CaCO ₃ , %
			в осад- ке в расчете на вла- гу	в ило- вой воде	в твер- дой фа- зе осадка	
Станция 421. (Глубина 1943 м: $\varphi=44^{\circ}06'7$ N; $\lambda=37^{\circ}48'6$ E)						
0—5	Ил глинистый, полужидкий однородный, серого цвета	59,93	0,077	0,063	0,021	28,17
40—50	Ил глинистый, более плотный, однородный, серого цвета	52,57	0,058	0,045	0,014	19,84
120—135	Ил глинистый, серого цвета, с прослойками сапропелевого ила	50,07	0,036	0,013	0,023	18,41
240—247	Ил глинистый, однородный, серого цвета	43,05	0,047	0,018	0,022	21,99
265—270	Ил глинистый, серого цвета с голубоватым оттенком	42,80	0,036	0,016	0,015	19,36
Станция 4745. (Глубина 1738 м: $\varphi=41^{\circ}45'0$ N; $\lambda=40^{\circ}30'1$ E)						
1—4	Ил глинистый, полужидкий, серого цвета	73,57	0,061	0,054	0,019	22,88
30—55	Ил известково-глинистый, серого цвета, слоистый	64,21	0,064	0,044	0,036	25,11
69—74	Сапропелевый ил, плотный, упругий, слоистый, бурого цвета	70,74	0,067	0,033	0,082	6,58
80—103	Ил глинистый, однородный, серого цвета	44,23	0,036	0,035	Her	13,17
134—152	То же	46,48	0,037	0,022	0,013	13,62
210—227	Ил глинистый, серого цвета, с прослойками более темного ила	44,23	0,033	0,004	0,023	14,07
Станция 4740. (Глубина 2012 м: $\varphi=43^{\circ}55'7$ N; $\lambda=33^{\circ}36'3$ E)						
2—8	Ил глинистый, серого цвета, однородный, пластичный	73,27	0,073	0,049	0,065	25,79
25—42	Ил известково-глинистый, слоистый, серого цвета с буроватым оттенком	61,74	0,071	0,041	0,048	25,29
60—68	Ил сапропелевый, плотный, упругий, тонкослоистый, бурого цвета	71,63	0,060	—	—	—
70—90	Ил глинистый, серого цвета с голубоватым оттенком	61,99	0,042	0,027	0,024	2,61
125—145	Ил глинистый, светло-серого цвета с голубоватым оттенком	50,97	0,036	0,016	0,021	29,78
342—360	Ил глинистый, плотный, голубовато-серого цвета	45,09	0,019	0,003	0,013	4,90
480—500	Ил глинистый, плотный, голубовато-серого цвета	47,48	0,016	0,003	0,012	4,34
671—685	Глина плотная, вязкая, серого цвета с зеленоватым оттенком	47,85	0,012	0,003	0,009	6,94
Станция 4751. (Глубина 2220 м: $\varphi=43^{\circ}12'6$ N; $\lambda=33^{\circ}50'6$ E)						
0—4	Ил глинистый, однородный, серого цвета с голубоватым оттенком	65,39	0,064	0,048	0,030	12,35
25—44	Ил глинистый, однородный, серого цвета со слабым голубоватым оттенком	62,88	0,053	0,042	0,019	12,67
70—92	Ил глинистый, серого цвета	55,74	0,041	0,030	0,014	13,89
118—137	То же	55,63	0,036	0,018	0,023	8,99
138—163	Сапропелевый ил, плотный, упругий, слоистый, бурого цвета	70,51	0,083	0,011	0,172	9,17
200—220	Ил глинистый, темно-серого цвета	56,68	0,025	0,005	0,026	7,80
403—425	Ил глинистый, серого цвета	46,50	0,023	0,003	0,017	17,52
510—535	Ил глинистый, серого цвета, однородный	43,89	0,016	0,004	0,009	12,53
680—700	Ил глинистый, серого цвета, с неясно выраженными темно-серыми прослойками	43,75	0,022	0,003	0,015	18,43
760—785	Ил глинистый, серого цвета, со слабым голубоватым оттенком	43,11	0,016	0,002	0,010	12,67
900—920	Ил глинистый, серого цвета с прослойками светло-серого цвета	30,56	0,019	0,002	0,008	7,90

тому, объясняется тем, что карбонаты аутигенного происхождения (дрьюит) практически сульфатов не содержат, а сульфаты, приносимые с береговой карбонатной взвесью, вследствие частичного переотложения карбонатов и недосыщенности морской воды сульфатами в какой-то



Фиг. 5. Станция 421. Распределение сульфатов по вертикали донных отложений

Условные обозначения те же, что на фиг. 2

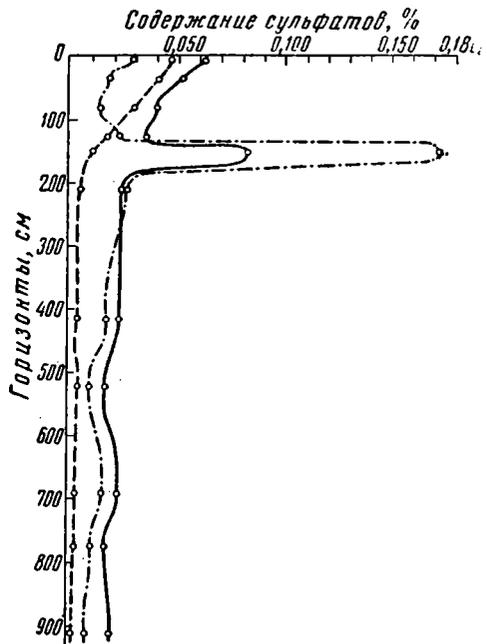


Фиг. 6. Станция 4745. Распределение сульфатов по вертикали донных отложений

Условные обозначения те же, что на фиг. 2

мере выщелачиваются из нее. При этом основное количество сульфатов, приносимое с известковой взвесью, переходит в придонную воду и в самый верхний слой осадков. Отсюда и наблюдаемая здесь повышенная концентрация сульфатов.

Сульфаты твердой фазы, ассоциируясь с илистым веществом, по всей вероятности, входят в состав аутигенных глинистых минералов



Фиг. 7. Станция 4751. Распределение сульфатов по вертикали донных отложений

Условные обозначения те же, что на фиг. 2

иловых отложений. Видимо, связь сульфатов с глинистым веществом химически обусловлена образованием сульфоалюминиевых соединений типа основных солей, получающихся в осадках за счет поступающей со взвесью гидроокиси алюминия и сульфатов иловой воды. Вероятно, этот процесс является одним из путей образования в результате диагенетических превращений ряда сульфоалюминиевых минералов.

Подобного рода соединения были обнаружены в глинах суши, как, например, алюминит $\text{Al}_2(\text{SO}_4)(\text{OH})_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ или его разновидность, описанная Флугом (1887), $\text{Al}_4(\text{SO}_4)_3(\text{OH})_6$, по указанию автора, близкая к левигиту. Существуют природные соединения основных сульфатов алюминия типа двойных солей: с калием — алуниит $\text{KAl}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$

или содержащий натрий натроалунит, встречающиеся в глинах; с кальцием — эттрингит $\text{Ca}_2\text{Al}_2(\text{SO}_4)_3(\text{OH})_4 \cdot 26\text{H}_2\text{O}$ (Бетехтин, 1950). Возможно, что в морских глинистых отложениях сульфаты, связанные с алюминием в виде основных солей, образуют соединения, близкие по типу к паралоюминиту $\text{Al}_4(\text{SO}_4)(\text{OH})_{10} \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ (Винчелл, 1949), обнаруженному в глинах А. Ф. Коржинским и Е. К. Васильевым (1958).

Максимальное содержание сульфатов в твердой фазе осадков приурочено к прослоям сапропелевого ила и зависит, видимо, от образования сульфоалюминатов типа паралоюминита. В данном случае максимальному содержанию сульфатов в твердой фазе соответствуют максимальная концентрация органического вещества и повышенное количество серы, связанной с органическим веществом. По мнению А. Ф. Коржинского и Е. К. Васильева (1958), присутствие сераорганических соединений способствует образованию паралоюминита. Видимо, и в морских осадках присутствие органических производных серы способствует образованию соединений указанного типа, что подтверждается полученными нами данными.

В глинистых отложениях Тихого океана мы не наблюдаем таких высоких концентраций сульфатов в твердой фазе, так как они беднее органическим веществом. Таким образом, можно допустить, что более высокое содержание сульфатов в твердой фазе глинистых осадков Черного моря, по сравнению с окисленными осадками Тихого океана, связанное с образованием сульфоалюминиевых соединений, объясняется наличием восстановительной среды, повышенным содержанием органических веществ и относительно высокой щелочностью черноморских отложений.

Изучение распределения сульфатов между твердой фазой осадка и иловой водой показало, что этот процесс идет в том или ином направлении в зависимости от условий. Ход процесса становится ясным из данных распределения сульфатов в иловых водах по вертикали осадков.

Учитывая своеобразие донных отложений Черного моря в смысле их формирования, необходимо иметь в виду следующее обстоятельство. Известно, что воды новоевксинского бассейна были значительно опреснены по сравнению с современным Черным морем. Следствием этого было обеднение иловых вод сульфатами. По данным С. В. Бруевича (1952) и С. В. Бруевича и О. В. Шишкиной (1959), соленость новоевксинского бассейна была примерно в четыре раза ниже солености придонных вод современного Черного моря. Наблюдаемые нами концентрации сульфатов в иловых водах новоевксинских слоев понижены в 15—20 раз по сравнению с поверхностными горизонтами. Такое уменьшение содержания сульфатов может быть объяснено только их восстановлением, что подтверждается также наличием в этих слоях восстановленных форм соединений серы. Изменение $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$ -коэффициента по вертикали отложений (Шишкина, 1959) тоже указывает на наличие процесса восстановления сульфатов в толще отложений. Наиболее интенсивно этот процесс осуществляется в верхней части черноморских осадков, здесь отмечается и наиболее резкое уменьшение содержания сульфатов в иловых водах. Но, несмотря на идущий процесс восстановления, содержание сульфатов в иловых водах верхнего слоя отложений значительно выше, чем в подстилающих их новоевксинских осадках. Это может быть объяснено проникновением сульфатов в результате диффузии из придонной воды в верхние слои отложений. Характер распределения сульфатов иловой воды по вертикали осадков показывает, что на горизонтах 200—250 см наблюдается своеобразный перегиб кривых; если выше мы наблюдаем

достаточно быстрое падение, то ниже содержание сульфатов в иловых водах практически не меняется, хотя имеется некоторая тенденция к уменьшению. Видимо, ниже этого горизонта влияние диффузии сульфатов из придонной воды практически уже не сказывается; это, вероятно, объясняется относительной медленностью процесса диффузии и расходования сульфатов по пути в результате процессов восстановления. В верхних частях отложений сульфаты, поступающие в иловую воду в результате процесса диффузии, расходуются не только в результате восстановления до сероводорода, но и связываются с твердой фазой — с глинистым веществом осадков с образованием сульфоалюминиевых соединений.

В нижних частях исследованных нами колонок, относящихся уже к толще новоевксинских отложений, мы наблюдаем постепенное, хотя и очень медленное, уменьшение общего содержания сульфатов. Оно происходит в основном за счет сульфатов твердой фазы, поддерживающих относительно постоянную концентрацию сульфатов в иловой воде. Это указывает на то, что восстановительные сульфатредуцирующие процессы в нижних горизонтах изученных нами колонок осадков еще не закончились, хотя и сильно ослаблены по сравнению с верхними горизонтами отложений. Сульфаты, входящие в состав твердой фазы, связаны, по-видимому, недостаточно прочно и находятся в подвижном равновесии с сульфатами иловой воды. Понижение концентрации сульфатов в иловой воде приводит к сдвигу равновесия и вследствие этого к переходу части сульфатов из твердой фазы в иловую воду.

Если в верхней части отложений пополнение сульфатов в иловой воде происходит за счет диффузии их из придонной воды, то в нижней части новоевксинских отложений, куда сульфаты не могут поступать за счет диффузии, иловая вода получает их из твердой фазы осадков в результате сдвига равновесия. Остается только добавить, что при соответствующих условиях в еще более глубоких горизонтах осадков сульфаты в результате восстановления могут как в иловой воде, так и в твердой фазе осадков исчезнуть практически совсем.

Таким образом, взаимосвязь между сульфатами иловой воды и твердой фазы проявляется двояко. В том случае, когда в иловой воде имеется достаточное (и относительно легко пополняемое) количество сульфатов, происходит переход их в твердую фазу глинистых отложений с образованием соединений типа сульфоалюминатов. Если же в ходе восстановительного процесса содержание сульфатов в иловой воде значительно уменьшается и запас их не может быть пополнен извне, то в результате сдвига установившегося равновесия происходят разрушение сульфоалюминатов и переход сульфатов в иловую воду.

ВЫВОДЫ

1. В донные отложения сульфаты поступают не только за счет морской воды, но и в составе карбонатной взвеси, которая в океане имеет в основном биогенное происхождение, а в Черном море — смешанное — терригенное и биогенное.

2. В отложениях окисленной зоны океана сульфаты содержатся в основном в иловой воде. В карбонатных осадках они находятся и в твердой фазе — в виде CaSO_4 ; количество их хорошо коррелируется с концентрацией CaCO_3 . В глинистых осадках сульфаты в небольшой степени связаны с глинистым веществом, вероятно, в виде сульфоалюминатов.

В восстановительной среде черноморских осадков сульфаты присутствуют как в иловой воде, так и в твердой фазе отложений. Сульфаты, входящие в состав твердой фазы, не связаны с карбонатами, а ассоци-

ированы с глинистым веществом в виде сульфоалюминиевых соединений, что выражено в прослоях, богатых органическим веществом. Образованию соединений типа сульфоалюминатов в глинистых отложениях Черного моря, по-видимому, способствуют повышенное содержание органических веществ и относительно высокая щелочность среды.

3. Сульфаты, входящие в состав твердой фазы, связаны недостаточно прочно и находятся в подвижном равновесии с иловой водой.

В окисленных осадках океана содержание сульфатов в иловых водах подвержено незначительным колебаниям. В нижних горизонтах карбонатных осадков вследствие выщелачивания имеется тенденция к переходу сульфатов твердой фазы в иловую воду. В глинистых отложениях (особенно глубоководных впадин) замечается тенденция к связыванию сульфатов иловых вод твердой фазой осадка, видимо, в связи с образованием сульфоалюминатов.

В черноморских отложениях концентрация сульфатов по вертикали уменьшается вследствие восстановления их до сероводорода; это касается прежде всего сульфатов иловой воды. В верхних слоях отложений происходит связывание сульфатов иловой воды глинистой частью осадков с образованием аутигенных сульфоалюминиевых соединений. В глубине отложений, где иловые воды резко обеднены сульфатами, наблюдается обратный процесс перехода сульфатов из твердой фазы в иловую воду.

ЛИТЕРАТУРА

- Бетехтин А. Г. Минералогия., М., Гостгеоллиздат, 1950.
- Бруевич С. В. Погребенные опресненные воды под современными осадками Черного моря. Докл. АН СССР, т. 84, № 3, 1952.
- Бруевич С. В., Шишкина О. В. О палеогидрологии Черного моря в позднечетвертичное время. Докл. АН СССР, т. 127, № 3, 1959.
- Виноградов А. П. Химический элементарный состав организмов моря, ч. 1. Тр. Биогеохим. лабор. АН СССР, 1935.
- Виноградов А. П. Химический элементарный состав организмов моря, ч. 2. Тр. Биогеохим. лабор. АН СССР, 1937.
- Винчелл А. Н. Оптическая минералогия. Изд-во Иностран. лит., 1949.
- Волков И. И. Определение различных форм соединений серы в морских осадках. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 33, 1959.
- Волков И. И., Остроумов Э. А. Определение сульфатов восстановлением их до сероводорода. Ж. аналит. хим., т. 13, № 6, 1958.
- Волков И. И., Остроумов Э. А. Распределение сульфатов в донных отложениях Тихого океана. Океанол. исслед., X раздел программы МГГ, № 2, 1960.
- Коржинский А. Ф., Васильев Е. К. Находка паралоюминита в юрских осадках юго-западной окраины Виллюйской впадины. Докл. АН СССР, т. 123, № 2, 1958.
- Остроумов Э. А. О формах соединений серы в отложениях Черного моря. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 7, 1953.
- Остроумов Э. А. Соединения серы в донных отложениях Охотского моря. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 22, 1957.
- Остроумов Э. А., Волков И. И. О формах соединений серы в донных отложениях Тихого океана у Новой Зеландии. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 42, 1960.
- Остроумов Э. А., Фомина Л. С. О формах соединений серы в донных осадках северо-западной части Тихого океана. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 32, 1960.
- Остроумов Э. А., Волков И. И., Фомина Л. С. Распределение форм соединений серы в поверхностном слое осадков Черного моря. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 50, 1961.
- Флуг К. К. Химическое исследование новой разновидности алюминита. Зап. Импер. СПб. Минер. о-ва, сер. 2-я, ч. 23, т. 116, 1887.
- Шишкина О. В. К вопросу об изучении морских иловых вод. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 13, 1955а.
- Шишкина О. В. О солевом составе вод, формирующихся в морских осадках. Докл. АН СССР, т. 105, № 6, 1955б.
- Шишкина О. В. Иловые воды Тихого океана и прилегающих морей. Докл. АН СССР, т. 112, № 3, 1957.
- Шишкина О. В. Сульфаты в иловых водах Черного моря. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 33, 1959.
- Kalle K. Der Stoffhaushalt des Meeres. Stuttgart. 1943.

УДК 551.351

НАБЛЮДЕНИЯ НАД ЗНАКАМИ РЯБИ

И. Н. ЛОБАНОВ

В статье на основании наблюдений образования знаков ряби в современных условиях впервые приводится описание морфолого-генетического ряда знаков ряби волнения. Рассматриваются также формы знаков ряби русловых течений. В заключение отмечается, что по одному наличию знаков ряби не всегда возможно определить условия образования осадочных пород. Для дальнейшего изучения вопроса о знаках ряби рекомендуется увязать экспериментальные исследования с экспедиционными и стационарными наблюдениями в естественных условиях.

Вопросам изучения знаков ряби посвящено много работ как отечественных, так и зарубежных авторов. Все исследователи различают на поверхности песчаных пород по условиям образования ветровую рябь, водные знаки ряби течения и водные знаки ряби волнения. Е. М. Киндл (Kindle, 1917), Е. М. Киндл и У. Х. Бючер (1936) определили признаки первых двух генетических групп ряби через отношение высоты (h) их волн к длине (l)¹; для ветровой ряби величина этого отношения изменяется от 1:20 до 1:50, а для ряби течений — от 1:4 до 1:10. Без каких-либо критических замечаний такие характеристики ветровой ряби и ряби течений приводятся во многих руководствах и монографиях (Зенкевич, 1946; Наливкин, 1956; Рухин, 1953; Хабаков, 1954; Швецов, 1948).

В литературе (Лапшин, 1938; Обручев, 1932; Шрок, 1950, Evans, 1949, 1952 и др.) довольно полно показано значение изучения знаков ряби для литологии, поисков полезных ископаемых, палеогеографии, стратиграфии, тектоники, а также для выяснения направления движения наносов и т. д. В ряде обзорных и сводных работ приведены морфологические классификации известных форм знаков ряби (Киндл, Бючер, 1936; Куепеп, 1950) и форм, исследованных самим автором (Белостоцкий, 1940). Значительные успехи достигнуты в изучении морфологии и условий образования современных и ископаемых знаков ряби (Хабаков, 1945; Evans, 1941, 1942, 1943) и др. Однако для решения задач, возникающих в практике, эти отдельные достижения совершенно недостаточны. Прежде всего нужно отметить недостатки в морфолого-генетических исследованиях; объясняется это тем, что наблюдения как современных, так и ископаемых знаков ряби проводят на небольших обнажениях, разобщенных пограничных поверхностях, эпизодически, без систематического их изучения. Экспериментальные исследования проводят недостаточно, а выполненные эксперименты слишком ограничены и не отражают тех сложных природных условий, в которых формируются разнообразные знаки ряби.

При анализе данных о знаках ряби волнения, которым главным образом посвящена данная статья, устанавливаются противоречия в

¹ Отношение $h:l$ называют индексом знаков ряби.

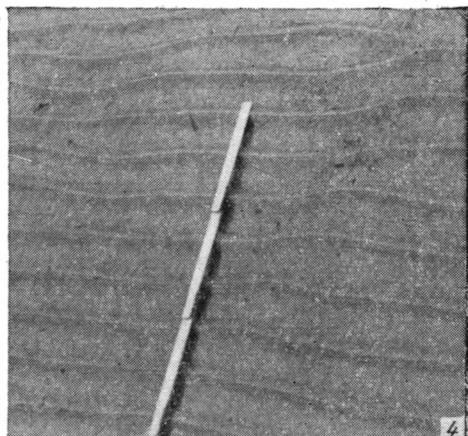
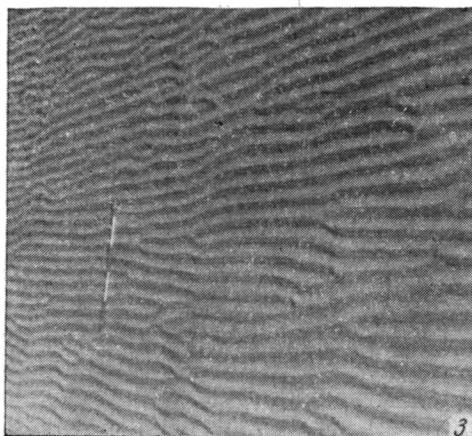
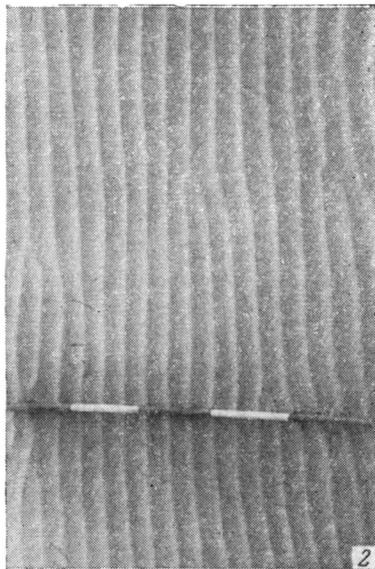
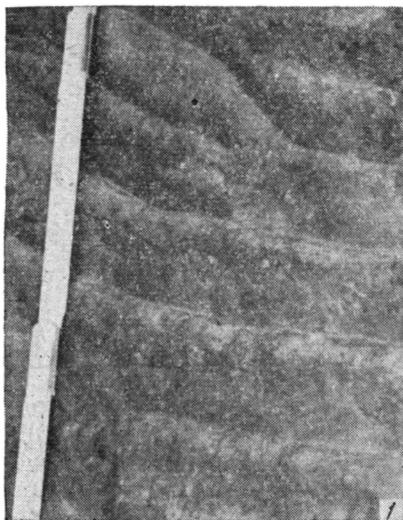
их морфологических характеристиках, приводимых разными авторами; кроме того, число форм, выделяемых для этой группы рябей, слишком ограничено. Так, Е. М. Киндл (Киндл, Бючер, 1936; Kindle, 1917) на схемах и многочисленных фотографиях показывает, что знаки ряби волнения имеют только симметричный профиль. О. Ф. Ивенс (Evans, 1941, 1942, 1943) приводит данные, на основании которых он по форме поперечного профиля разделяет знаки ряби волнения на симметричные и асимметричные. Такие выводы поддерживают и подтверждают В. П. Зенкевич (1946), А. В. Хабаков (1945, 1954) и Н. Кюнен (Kuonen, 1950). Однако М. С. Швецов (1948), А. Б. Рухин (1953) и Д. В. Наливкин (1956) считают, что знаки ряби волнения имеют только симметричный профиль.

Автором настоящей статьи (Лобанов, 1962) изучались знаки ряби в ятулийских кварцитах докембрия Карелии и в кварцитах свиты имандра-варзуга на Кольском п-ове у Мончегорска; в огромных карьерах на одних и тех же граничных поверхностях пластов на сравнительно небольших расстояниях (до 20—40 м) одновременно наблюдались древние симметричные и асимметричные знаки ряби (фиг. 1); в последних степень асимметрии достигает 5:1². При этом были встречены поверхности, на которых по простиранию один вид ряби путем постепенного замещения сменяется другим. Если этот факт объяснять исходя из представлений И. Белостоцкого, А. Б. Рухина, Д. В. Наливкина и других, то приходится допускать одновременное образование рядом на одной поверхности знаков ряби волнения и знаков ряби течения и постепенное замещение одних другими с одинаковым простиранием, что вряд ли приемлемо. Для правильного объяснения полученных данных нами в 1960—1962 гг. были предприняты наблюдения над образованием знаков ряби волнения в современных условиях в мелководном Финском заливе (с глубинами до 1—2 м): в Невской губе и на пляже «Дубки» у г. Сестрорецка, и на мелководных песчаных берегах Ладожского озера у г. Приозерска. Образование ряби русловых течений наблюдалось на дне ручьев с песчаным дном в окрестностях Приозерска и Сестрорецка.

В указанных местах Финского залива во время сгонов воды ветрами восточных направлений дно его обнажается на расстоянии до 1 км от берега. При сгонах, наступающих сразу после западных штормовых ветров, на песчаных участках дна³ непосредственному наблюдению доступны бесконечное морфологическое разнообразие знаков ряби волнения и переходы между ними. На илистых и глинистых участках дна знаки ряби отсутствуют. При первом взгляде на огромную площадь осушенного дна залива кажется невозможным уловить какую-либо закономерность в бесконечном разнообразии форм знаков ряби. Но при многократных наблюдениях удалось подметить связь формы знаков ряби с микрорельефом дна, на что обратила наше внимание работа А. В. Хабакова (1945). Влияния микрорельефа дна на закономерный характер изгибов и ветвления симметричных и прямолинейных валиков ряби, которому упомянутый автор придавал особое значение, нами не отмечено, но при этих наблюдениях были выведены другие, более общие закономерности.

² Степень асимметрии выражается отношением проекции длины пологого склона ряби к длине проекции ее крутого склона. И. Белостоцкий для ряби волнения принимает индекс от 1:1 до 2:1, а для ряби течений от 5:1 до 8:1.

³ По гранулометрическому составу донные пески являются мелкозернистыми, они содержат фракции с размером зерен >0,5 мм (0,8%), 0,25—0,5 (14,2%) и <0,25 мм (85%).



Фиг. 1. Асимметричные знаки ряби ($l = 6$ см; $h = 1$ см; индекс асимметрии 5:1) на граничной поверхности кварцитов свиты имандра-варзуга, покрываемых сланцами. Кольский п-ов, Мончегорск, карьер Риж-губа

Фиг. 2. Симметричные знаки ряби волнения ($l = 3,5$ см; $h = 1$ см) — валики с острыми гребнями, разделенные вогнутыми впадинками. Деления масштабной линейки 10 см. Сестрорецк, пляж «Дубки»

Фиг. 3. Симметричные знаки ряби волнения ($l = 3,5$ см; $h = 1$ см) — валики с округлыми гребнями, разделенные остроугольными впадинками. Деления масштабной линейки 10 см. Сестрорецк, пляж «Дубки»

Фиг. 4. Симметричные знаки ряби волнения ($l = 8$ см; $h = 2$ см) — валики в форме трехгранной призмы, разделенные плоскостонными впадинками. Ленинград, Невская губа

Микрорельеф на ровном песчаном дне в прибрежной части Финского залива в своем образовании связан с возникновением и разрушением подводных песчаных баров под действием волнения, вызываемого ветрами западного, юго-западного и северо-западного направлений. Во время сгонов, наступающих после западных штормовых ветров, в прибрежной части Невской губы в микрорельефе ясно выражены ряды песчаных баров с относительной высотой 0,4—1 м, разделенные ложбинами шириной до 30—50 м, вытянутые параллельно фронту вол-

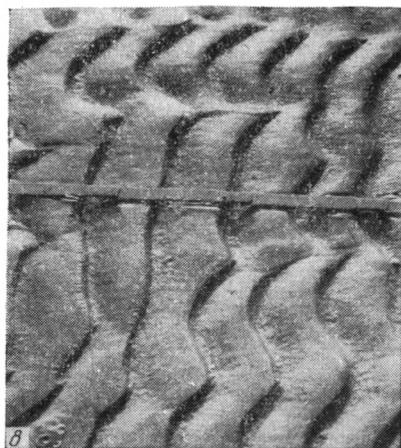
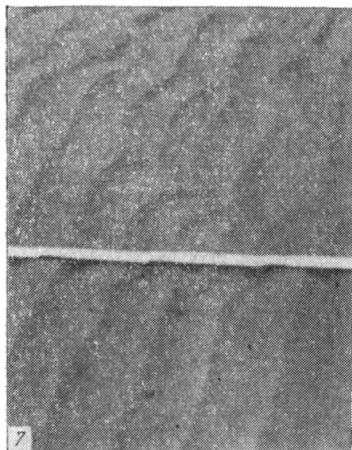
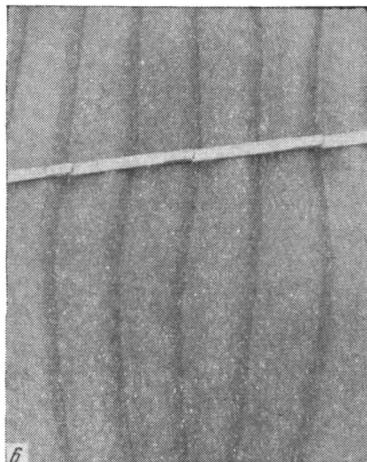
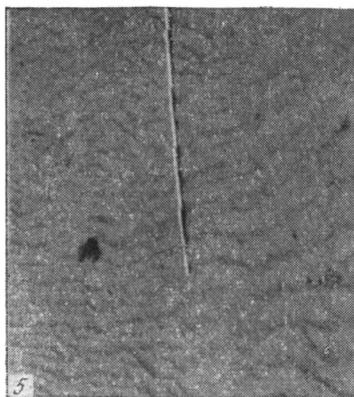
нения или поперек движения волнового потока. Они параллельны береговой линии или образуют с ней угол от нескольких градусов до 90° . Песчаные гряды своими пологими склонами (до $2-3^\circ$) обращены против направления движения, а крутыми склонами ($30-40^\circ$) — в направлении движения волн. В результате переформирования подводных баров создается сложный микрорельеф песчаного дна: замкнутые блюдцеобразные впадины и ложбины разделены повышениями неправильной и валообразной формы. Микрорельеф особенно четко выражен сразу после сгонов, когда в понижениях еще сохранилась вода, а повышения осушены. Величина превышения вторых над дном первых самая различная — от нескольких сантиметров до 1 м.

Наблюдениями во время сгонов воды после различных режимов волнения установлены следующие формы знаков ряби волнения и переходы между ними в связи с микрорельефом дна.

В ложбинах на самом дне развиты прямолинейные симметричные знаки ряби, у которых расстояние между вершинами валиков (l) бывает от 3 до 10 см, а высота (h) последних от 1 до 2,5 см. Валики с острыми и округлыми вершинами (фиг. 2, 3)⁴ разделяются угловатыми (острыми), вогнутыми и плоскодонными впадинами. При плоском дне ложбин l достигает 10 см, а валики имеют форму трехгранных призм с h до 2,5 см (фиг. 4). У подошвы склонов впадин микрорельефа симметричные знаки ряби по простиранию и вкрест простирания без заметного нарушения прямолинейного протяжения подвергаются переформированию: вершины их валиков раздваиваются или без раздвоения валики сливаются по два-три вместе и переходят в асимметричные знаки ряби (фиг. 5). В последних в связи с повышением склонов постепенно увеличивается степень асимметрии.

В типичном развитии асимметричные знаки ряби прямолинейны и вытянуты перпендикулярно распространению волнового потока. Пологие склоны их обращены против, а крутые — в направлении движения волн (фиг. 6); l изменяется от 10 до 30 см, h — от 1 до 6 см, степень асимметрии — от 2 : 1 до 8 : 1. При дальнейшем постепенном повышении склона в прямолинейных валиках асимметричной ряби появляются отдельные серповидные изгибы с заостренными концами, обращенными в сторону движения волн (фиг. 7), а затем валики на всем протяжении распадаются на серповидные фрагменты, образующие параллельные ряды шириной от 10 до 40 см, вытянутые поперек фронта и вдоль движения волнового потока (фиг. 8). Еще выше по склону острые концы серповидных изгибов сильно удлиняются и песчаное дно покрывается «микробарханами» (фиг. 9). В последних выше по тому же склону острые концы сливаются между собой в валики, вытянутые и заостренные в направлении движения волн (фиг. 10). Вблизи вершин песчаных гряд серповидные фрагменты и «микробарханы» уничтожаются и заменяются валиками копьевидной формы шириной до 5 см, высотой до 2—3 см и длиной до 50—70 см, вытянутые и острием обращенные в сторону движения волнового потока (фиг. 11, 12). На фиг. 11 еще видны отдельные реликты серповидных фрагментов, на фиг. 12 от них не осталось и следа, а копьевидные валики развиты как самостоятельная система микроформ, в расположении которых можно усмотреть шахматный порядок. Далее на вершинах наиболее высоких гряд — баров — следует гладкая горизонтальная поверхность, обрываемая крутым подветренным склоном.

⁴ Ориентировка фигур в данной статье определяется углом взгляда, который был принят при фотографировании. При изменении угла взгляда на фигуры, как правило, изменяются изображаемые на них формы ряби.



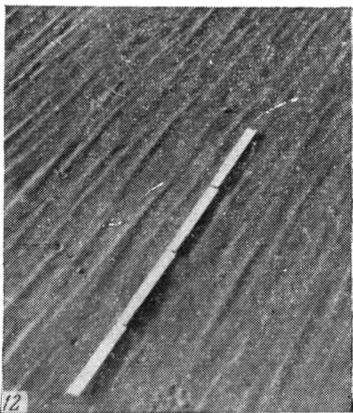
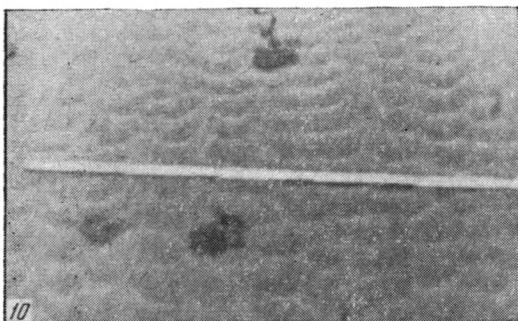
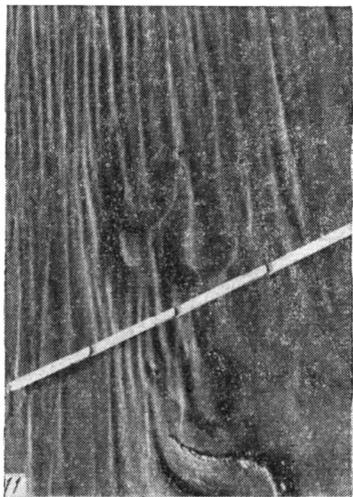
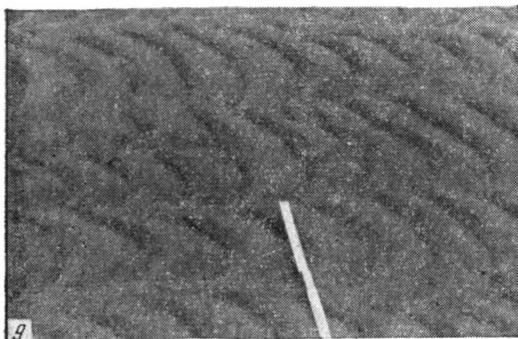
Фиг. 5. Переход симметричных знаков ряби волнения в асимметричные в направлении слева направо; в этом же направлении происходит повышение поверхности дна. Ленинград, Невская губа

Фиг. 6. Асимметричные знаки ряби волнения ($l = 10$ см; $h = 2$ см; индекс асимметрии 4 : 1). Ленинград, Невская губа

Фиг. 7. Прямолинейные асимметричные знаки ряби волнения ($l = 12$ см; $h = 2$ см; индекс асимметрии 5 : 1), с отдельными поперечными серповидными изгибами. Ленинград, Невская губа

Фиг. 8. Серповидные фрагменты, образованные за счет переформирования асимметричных знаков ряби волнения. Ленинград, Невская губа

Следует подчеркнуть, что описываемые формы постепенно переходят одна в другую при пологом поднятии склона подводных повышений, а каждая из них получает типичное развитие и занимает следующие один за другим высотные поясы с интервалом по вертикали в 5—10 см. Таким образом, в развитии морфолого-генетического ряда знаков ряби волнения закономерно выражена вертикальная зональность, и в этом ряде симметричные и асимметричные знаки ряби занимают определенное положение. Отсюда следует, что представления ряда авторов, считающих характерными для волнения только симметричные знаки ряби, нуждаются в пересмотре. Более того, при волнениях образуются не только симметричные и асимметричные знаки ряби, но определенный морфолого-генетический ряд форм, описываемый впервые.



Фиг. 9. «Микробарханы», возникшие путем переформирования серповидных фрагментов, изображенных на фиг. 8. Ленинград, Невская губа

Фиг. 10. «Микробарханы», у которых заостренные концы слились в валики, вытянутые и заостренные в направлении движения потока волн.

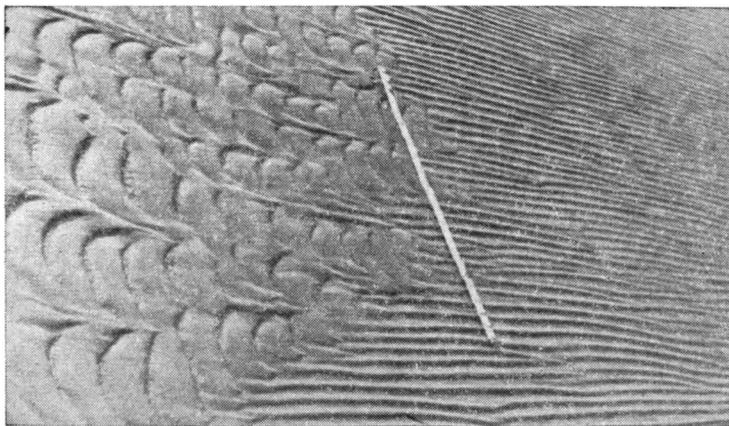
Ленинград, Невская губа

Фиг. 11. Копьевидные валики, возникшие за счет переформирования серповидных фрагментов и «микродюн», изображенных на фиг. 8—10. В средней части рисунка сохранились реликты «микродюн». Ленинград, Невская губа

Фиг. 12. Копьевидные валики, образующие самостоятельную систему микроформ с шахматным расположением. Ленинград, Невская губа

В условиях более резких очертаний микрорельефа, с которым связаны более короткие и крутые, обращенные против движения волнового потока склоны повышений с амплитудой до 1 м, формы, изображенные на рис. 9—12, не развиваются. Здесь серповидные фрагменты резко сменяются валиками шириной от 3 до 5 см, высотой до 3 см и длиной до 1 м, вытянутыми и обращенными заостренными концами в сторону движения волн (фиг. 13); за валиками выше по склону следует гладкая поверхность.

Полное развитие морфолого-генетического ряда знаков ряби волнения наблюдается после штормовых ветров при условии, что амплитуды микрорельефа дна доходят до 1 м. Однако все члены ряда, от первых до последних, наблюдать в одном и том же месте одновременно удава-



Фиг. 13. Валики с заостренными в направлении движения волн концами, возникшие путем перестроения серповидных фрагментов (минуя микроформы, изображенные на фиг. 9, 10) взамен копьевидных валиков, показанных на фиг. 11, 12. Ленинград, Невская губа

лось редко. В местах, где амплитуды микрорельефа измеряются первыми десятками сантиметров, развиваются только первые два или три члена ряда. В местах с амплитудами микрорельефа до 1 м после сгонов часто обнажены из-под воды только последние члены ряда, а первые остаются и наблюдаются под водой. Таким образом, описываемая последовательность морфолого-генетического ряда знаков ряби волнения наблюдалась и выведена в одном месте, а затем она проверялась, дополнялась и подтверждалась в ряде других отдельных мест. Кроме того, этот ряд выводится путем сопоставления начальных и конечных его членов, наблюдаемых в разных местах на различных частях склонов элементов микрорельефа, основываясь на взаимном и постепенном переходе одних форм в другие в направлении повышения склонов микрорельефа дна и движения фронта волнового потока.

Во время сгонов воды после слабых волнений на огромной площади дна Невской губы наблюдаются только однообразные симметричные и асимметричные (со степенью асимметрии 1,5:1,2:1) знаки ряби, при этом влияние микрорельефа на расположение разных форм ряби выражено слабо.

Простираие валиков симметричной и асимметричной ряби в мелководной зоне Финского залива и Ладожского озера определяется направлением движения волнового потока, с которым оно составляет прямой угол. В связи с тем, что береговая линия извилиста в различной степени, простираие этих двух форм знаков ряби после каждого режима волнения в одних местах может быть параллельно ей, а в других — образует с ней угол от нескольких до 90°. Из сказанного следует, что результаты наблюдений автора в общем соответствуют представлениям О. Ф. Ивенса (Evans, 1952) по этому вопросу.

Микрорельеф дна, ориентировка ложбин, гряд и их склонов не влияют заметно на простираие знаков ряби. Влияние микрорельефа сказывается в том, что как по простираию его элементов, так и вкрест простираия в связи с повышением или понижением поверхности дна одни формы ряби заменяются другими.

На вновь образовавшихся барах морфолого-генетический ряд знаков ряби развит только на их пологих склонах. При этом простираие

симметричных и асимметричных знаков ряби совпадает с простиранием пологого склона бара. Заостренные концы серповидных фрагментов, «микродюн» и копьевидные валики вытянуты поперек простирания баров и обращены в направлении движения волнового потока. На крутых склонах, обращенных в сторону движения волнового потока, знаки ряби отсутствуют.

На пологих же склонах возвышений дна, обращенных в направлении движения волнового потока, морфолого-генетический ряд знаков ряби волнения развит нормально.

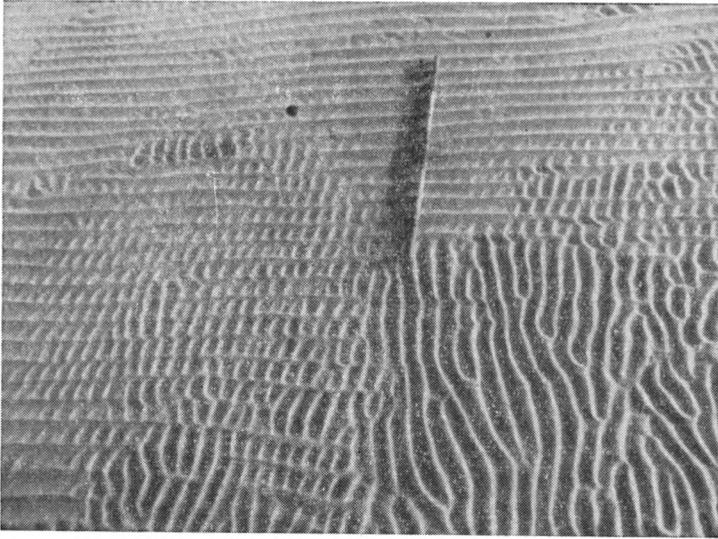
Таким образом, ориентировка знаков ряби волнения контролируется направлением движения волнового потока, а изменение формы ряби, наблюдаемое в направлении падения пологих склонов микрорельефа дна, определяется изменением глубины, подчиняется вертикальной зональности и не зависит от положения склонов по отношению к направлению движения волн.

В формах ряби волнения, описанных и изображенных на фиг. 7—13, выражена поперечная периодичность. У периодических структур волнового и поступательных потоков Б. А. Шуляк (1961б) устанавливает, кроме основной периодичности, выраженной чередованием гряд (рифелей) и ложбин (впадин) в направлении фронта волнового потока, еще поперечную периодичность, которой определяется чередование повышений и понижений вдоль их гребней. Основную особенность этой периодичности он усматривает в том, что максимумы повышений одного гребня располагаются против минимумов понижений другого, в результате чего в плане возникает шахматная структура. Наблюдения и фотографии автора данной статьи (фиг. 7—10) не подтверждают такого обобщения. Только для ряби в форме копьевидных валиков (фиг. 11, 12), вытянутых в направлении волнового потока, в какой-то мере можно усматривать шахматный порядок расположения. Структуры же, отображающие поперечную периодичность в знаках ряби русловых течений, по нашим наблюдениям и данным И. Белостоцкого (1940), в одних случаях имеют параллельное, а в других — шахматное, в третьих, — беспорядочное расположение, что, вероятно, связано с микрорельефом дна. Физическое толкование и выведение функциональных зависимостей в образовании поперечных структур с закономерным шахматным расположением, сделанное Б. А. Шуляком, построено, как нам кажется, на единичных случайных взаимоотношениях форм и поэтому вызывает сомнение.

Систему знаков ряби, сформировавшуюся при определенном режиме в течение длительного времени, называют первичными формами ряби, а наложенные на них формы ряби, образованные в начальный период измененного режима, получили название наложенных или вторичных рябей (Киндл, Бючер, 1936; Kindle, 1917; Белостоцкий, 1940).

Наблюдения в Невской губе и на пляже «Дубки» в Сестрорецке показали, что степень переформирования первичных и развитие наложенных знаков ряби волнения также связаны с микрорельефом дна и режимом волнения. Так, на дне ложбин и понижений микрорельефа наложенные формы еще отсутствуют или находятся в самых начальных стадиях развития; в то же время на вершинах повышений переформирование первичной ряби уже закончено, а на склонах наблюдаются различные стадии переформирования (фиг. 14). Наложённые формы знаков ряби волнения образуются при изменении периода и длины волн, а также направления движения волнового потока. При изменении только периода и длины волн на дне ложбинок ряби параллельно первичным формам возникают мелкие дополнительные валики,

значение которых в ископаемом состоянии для определения последовательности образования слоев оценил О. Ф. Ивенс (Evans, 1949). В связи с изменением направления движения волнового потока возникает множество наложенных форм, направление которых образует различные углы с первичными формами (фиг. 14—16). Не исключено, что прямоугольная, полигональная и петельчатая сетчатые ряби, ранее



Фиг. 14. Переформирование первичной и развитие вторичной (наложенной) ряби. В верхней части рисунка первичная симметричная рябь волнения ($l = 3,5$ см; $h = 1$ см) вытянута параллельно берегу. В правом нижнем углу вторичная симметричная рябь волнения ($l = 3$ см; $h = 1$ см). В левом нижнем углу различная степень развития наложенной ряби, простираение которой с береговой линией образует прямой угол. Повышение дна в направлении от левого верхнего угла в сторону правого нижнего угла рисунка. Деления масштабной линейки 10 см. Сестрорецк, пляж «Дубки»

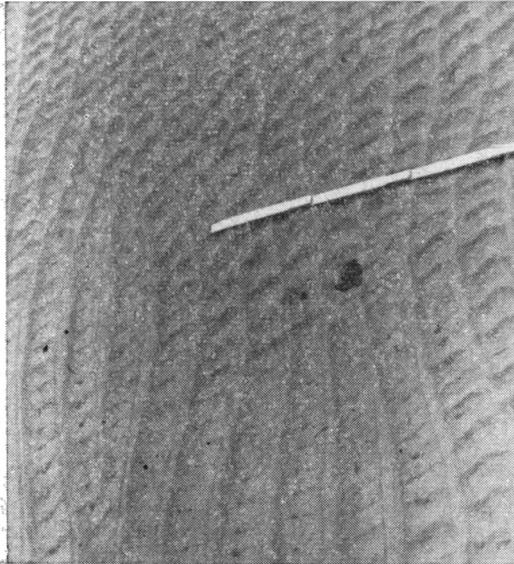
толковавшиеся как интерференционные (Kindle, 1917), на самом деле являются наложенными. Если это правильно, то большое разнообразие проблематичных ископаемых сетчатых рябей, по-видимому, можно признать наложенными формами ряби волнений.

Наблюдения над знаками ряби русловых течений были проведены в ручье поселка Бруснички Приозерского р-на (1961 г.) и русле реки ниже плотины в Сестрорецке (1962 г.).

В Брусничках ручей шириной до 5 м и глубиной 20—25 см течет со скоростью 0,4 м/сек по дну, сложенному крупнозернистыми песками. Здесь при данном режиме формируется асимметричная рябь, для которой, согласно измерениям, l составляет от 12 до 22 см, h — от 2 до 3 см, индекс асимметрии — от 5:1 до 10:1. Асимметричные пологие грядки в направлении, поперечном к русловому течению, расчленяются на языковидные фрагменты, вытянутые и обращенные крутыми склонами в направлении течения. В общем морфологические характеристики, полученные при наблюдении, оказались сходными с таковыми для ряби русловых течений, приведенными И. Белостоцким (1940).

В Сестрорецке по дну реки ниже плотины (во время работы гидростанции) протекает несколько ручьев. В одном из них, имеющем ширину до 3 м, глубину 1—2 см и скорость течения около 1 м/сек, на дне,

состоящем из мелкозернистого песка, наблюдались симметричные знаки ряби, у которых слабоизогнутые валики имеют округлые вершины с симметричным профилем (фиг. 17). Измерениями определено, что l равно 5—7 см, h — 1,5 см. При данном режиме верхняя свободная поверхность потока волнистая, словно повторяя волнистую структуру знаков ряби. Последние испыты-



Фиг. 15. Степень развития форм наложенной ряби волнения в связи с микрорельефом дна. Первичная рябь вытянута параллельно берегу — от нижнего к верхнему краю рисунка; в том же направлении выражено повышение дна. Ленинград. Невская губа

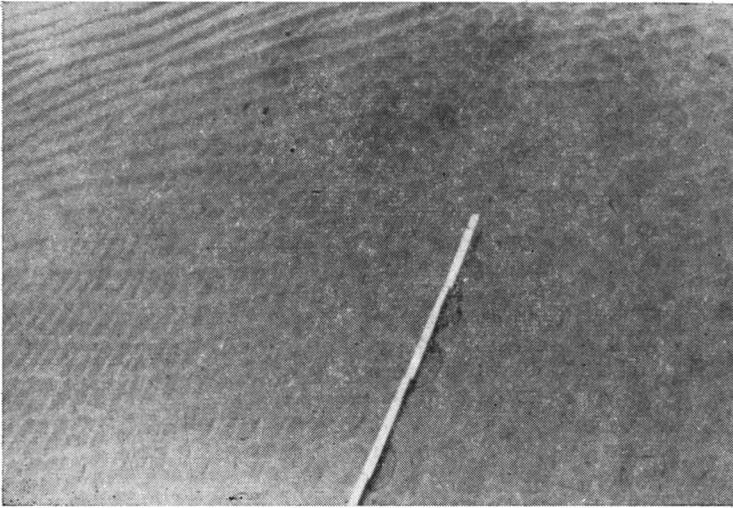
вают довольно быстрое перемещение в направлении течения, что заметно при простом визуальном наблюдении. Несколько ниже глубина ручья увеличивается до 3, а затем до 5 см, а в связи с этим симметричные знаки ряби заменяются асимметричными. Последние в плане состоят из характерных языкообразных фрагментов. На глубине 3 см l равно 10 см; h — 2 см; индекс асимметрии 2,3 : 1. На глубине 5 см l = 20 см; h = 1,5 см; индекс асимметрии около 6 : 1.

Приведенные данные и характеристики показывают, что при определенных режимах волнения и руслового течения формируются как симметричные, так и асимметричные знаки ряби. Установившиеся в литературе представления о том, что волнениями образуются только симметричные, а русловыми течениями только асимметричные знаки ряби, есть

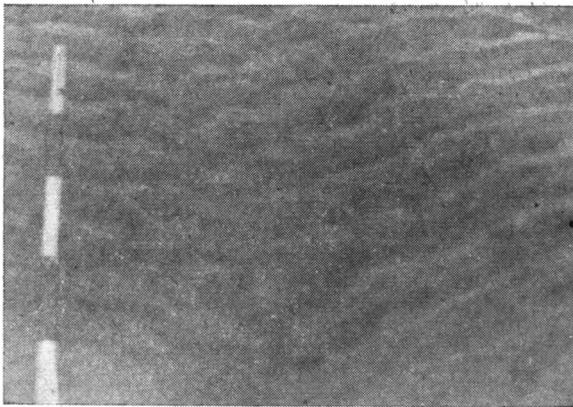
результат неполных наблюдений и потому не отражает действительных морфологических характеристик этих двух видов знаков ряби. Отсюда вытекает, что определение условий образования осадочных пород по одному наличию на граничных поверхностях их слоев ископаемых знаков ряби той или иной формы может привести к неправильному выводу. К такому заключению уже пришли некоторые авторы. При определении условий образования древних осадочных пород вместе со знаками ряби следует принимать во внимание весь доступный наблюдению комплекс фациальных признаков исследуемых пород.

О. Ф. Ивенс (Evans, 1949) и Д. В. Наливкин (1956) полагают, что ветровая рябь в ископаемом состоянии неизвестна. Для определения ископаемых рябей волнения и русловых течений названные авторы приводят ряд признаков, которые следует считать правильными и достаточными при условии, если граничные плоскости слоев, несущие знаки ряби, имеют обнажение значительных размеров (до десятков квадратных метров). Образцы со знаками ряби в несколько десятков квадратных сантиметров для достоверных определений недостаточны. В этих случаях и нужно опираться на весь комплекс фациальных признаков, в первую очередь на характер слоистости и слойчатости, которые хорошо сохраняются в песчаных породах, тем более что формирование знаков ряби связано почти только с этими породами.

Исследования, посвященные изучению знаков ряби, выполненные геологами, гидрологами и гидротехниками, касаются главным образом качественной и морфологической их характеристики. Поэтому механизм образования знаков ряби до настоящего времени выяснен совер-



Фиг. 16. Развитие поперечной наложенной ряби от зачаточных форм, переходящих в сетчатую полигональную рябь. Повышение дна от левого угла рисунка (где сохранилась первичная рябь) к его правому краю. Ленинград, Невская губа



Фиг. 17. Симметричная рябь на песчаном дне мелкого (глубина 1—2 см) руслового потока ($l = 7$ см; $h = 1$ см). Деления масштабной линейки 10 см. Сестрорецк

шенно недостаточно. Изучение условий образования знаков ряби русловых течений выполнены Г. Н. Лапшиным (1938) и др., а знаков ряби волнений О. Ф. Ивенсом (Evans, 1942, 1943). В последнее время Б. А. Шуляк (1958, 1961а, б, в) посвятил свои исследования изучению физической природы волн (знаков ряби) на поверхности сыпучей среды — установлению функциональных зависимостей, связывающих их

параметры с параметрами создающих их потоков и характеристиками частиц жидкости, вскрытию механизма самой периодичности, а также выявлению тех общих закономерностей, которые связывают их с гравитационными волнами. Этим автором на основании экспериментальных исследований достигнуты важные результаты в выяснении физической природы, общности и различия механизма образования вегровых знаков ряби, ряби волнения и русловых течений, имеющих внешне морфологическое сходство. Однако выводы, сделанные Б. А. Шуляком, ограничены условиями и возможностями эксперимента, что было наглядно показано выше на примере выведения функциональных зависимостей в развитии продольной и поперечной периодичности в знаках ряби. В дальнейшем при изучении физической природы и механизма образования знаков ряби следует увязать экспериментальные исследования с экспедиционными и стационарными наблюдениями в естественных условиях.

Установленный нами морфолого-генетический ряд знаков ряби волнения в своем образовании связан с деформацией волн, которая обусловлена рельефом дна в прибрежной мелководной зоне. Механизм образования этого ряда форм, связанных между собой переходами, следует выяснить в последующих исследованиях.

ЛИТЕРАТУРА

- Белостоцкий И. Наблюдения над знаками ряби. Изв. Всес. Геогр. об-ва, 1940, № 2.
- Зенкевич В. П. Динамика и морфология морских берегов, ч. 1, 1946.
- Киндл Е. М., Бьючер У. Х. Знаки ряби и их истолкование. В кн.: Твенховел У. Х. Учение об образовании осадков. Пер. с англ., 1936.
- Лапшин Г. Н. Волнообразное перемещение наносов. В кн.: В. Н. Гончаров. Движение наносов, 1938.
- Лобанов И. Н. О книге А. В. Сидоренко и О. И. Луневоы «К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ». Изв. АН СССР, сер. геол., 1962, № 12.
- Наливкин Д. В. Учение о фациях. Изд-во АН СССР, т. 1, 1955.
- Обручев В. А. Полевая геология, т. 1, 1932.
- Рухин А. Б. Основы литологии. Гостоптехиздат, 1953.
- Хабаров А. В. Симметричные знаки ряби как показатель положения стороны берега бассейна. Сов. геология, сб. 5, 1945.— Наблюдения над первичными особенностями поверхностей наложения. В кн.: Метод рук-во по геол. съемке и поискам. Всес. н.-и. геол. ин-т, 1954.
- Швецов М. С. Петрография осадочных пород, Госгеолиздат, 1948.
- Шрок Р. Последовательность в свитах слоистых пород. Пер. с англ., 1950.
- Шуляк Б. А. К вопросу о динамике песчаных микроформ в береговой зоне моря. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 28, 1958.— Кинематика волнового потока, распространяющегося над дрифельной поверхностью дна. Океанология, т. 1, № 3, 1961а.— Некоторые вопросы взаимодействия волнового потока с деформируемым дном и при малых скоростях. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 48, 1961б.— Периодические донные структуры волнового потока. Океанология, т. 1, № 5, 1961а.
- Evans O. F. The Classification of Wave-formed Ripple Marks. J. Sediment., Petrol., v. 11, N 1, 1941.
- Evans O. P. The Relation between the Size of Wave-Formed Ripple Marks, Depth of Water and Size of Generating Waves. J. Sediment., Petrol., v. 12, N 1, 1942.
- Evans O. P. Effect of Change of Wave Size on Size and Shape of Ripple Marks. J. Sediment. Petrol., v. 13, N 1, 1943.
- Evans O. P. Ripple Marks as an Aid in Determination Depositional Environment and Rock Sequence. J. Sediment., Petrol., v. 19, N 2, 1949.
- Evans O. P. Ripple Marks Aid Geologist. World Oil, v. 135, N 5, 1952.
- Kindle E. M. Recent and Fossil Ripple Marks. Museum Bull., 1917. N 25. Geol. ser., Canada.
- Kuenen Ph. H. Marine Geology. N. Y., 1950.

УДК 551.305.1 : 553.43 (574.3)

О ФАЦИАЛЬНО-ЛИТОЛОГИЧЕСКОМ КОНТРОЛЕ В РАЗМЕЩЕНИИ МЕДНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ДЖЕЗКАЗГАНЕ

В. Д. ШУТОВ и И. П. ДРУЖИНИН

В статье разбираются фациальные и литолого-геохимические особенности формирования пород джезказганской свиты. Выясняется наличие фациального контроля в размещении рудных залежей.

На фоне общего фациального профиля разбираются условия меденаткопления в Джезказгане.

I. ВВЕДЕНИЕ

В предыдущей статье по Джезказгану одним из авторов было дано описание основных фаций и главнейших литогенетических типов пород, слагающих джезказганскую свиту (Дружинин, 1963). В настоящей статье сделана попытка рассмотреть выделенные фации в пространственном и временном парагенезе на территории всей впадины с целью выяснения фациального положения рудоносных участков внутри свиты.

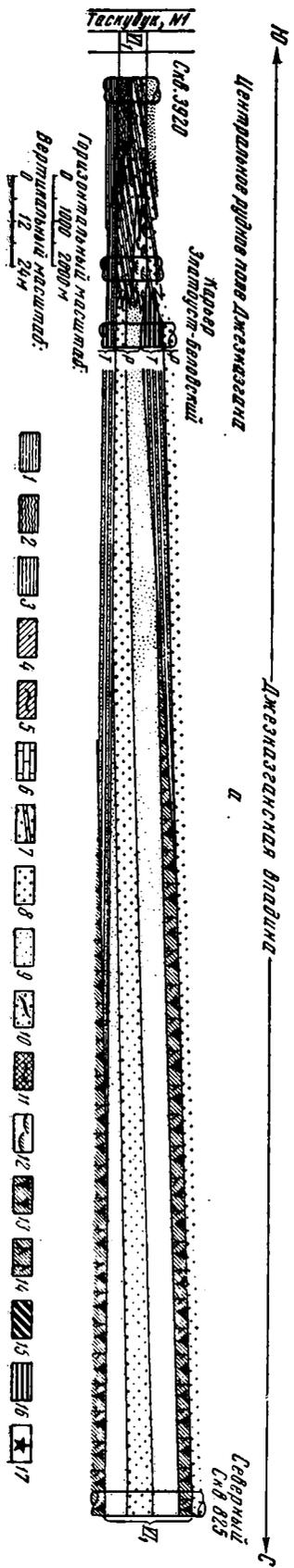
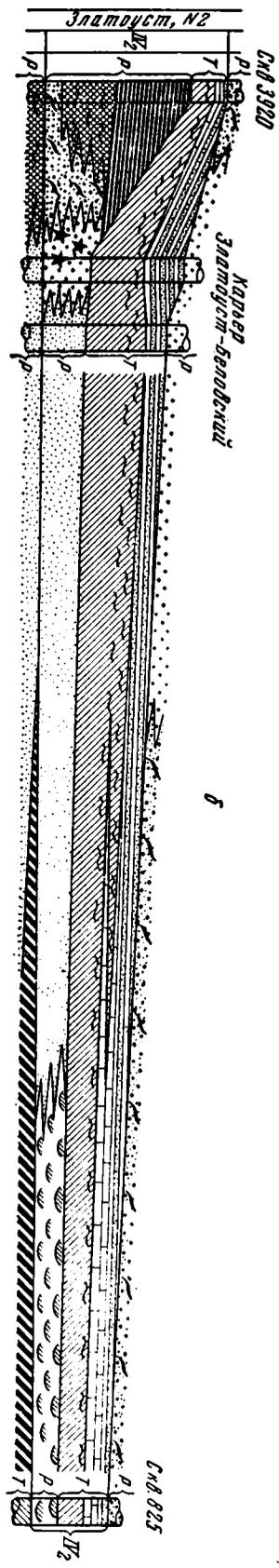
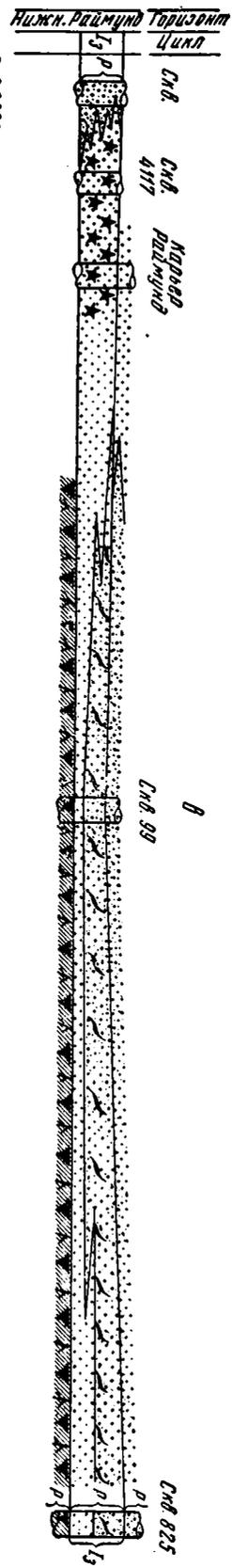
Фациально-циклическое изучение джезказганской свиты позволило расчленить разрез на 41 седиментационный цикл. Циклическая стратификация разреза дала возможность, с одной стороны, хорошо увязать разрезы свиты северной и южной частей впадины и, с другой, — проследить последовательные этапы развития регрессивного осадконакопления в джезказганское время (Шутов, Дружинин, 1963).

Каждый из выделенных седиментационных циклов образован двумя рядами фаций: регрессивным и трансгрессивным. Первый сложен породами фаций, сформированными при последовательном отступлении морского бассейна; второй — фациями, знаменующими наступление моря на континент. Характер циклов и тип их фациального строения меняется снизу вверх по разрезу. В нижней подсвите (горизонты: таскудук, златоуст и покро-8) преобладают циклы с хорошо развитыми как регрессивными, так и трансгрессивными рядами. Эти ряды представлены фациями морской и лагунно-дельтовой групп. Циклы верхней подсвиты (горизонты: нижний раймунд, верхний раймунд, кресто-9, покро-5, № 6 и №7) представлены, в основном, регрессивными рядами фаций — лагунно-дельтовыми и континентальными осадками; трансгрессивные ряды, как правило, редуцированы или образованы фациями этих же групп.

Изучение характера и фациального состава циклов снизу вверх по разрезу хорошо отражает детали развития общей регрессии джезказганского бассейна.

II. ПАРАГЕНЕЗ ГЛАВНЕЙШИХ ФАЦИЙ В РАЗРЕЗЕ ДЖЕЗКАЗГАНСКОЙ СВИТЫ

На основании циклической стратификации разреза и изучения литогенетических типов, слагающих отдельные фации, составлен детальный фациально-литогенетический профиль, пересекающий всю впадину в



меридиональном направлении. В настоящей статье мы ограничимся рассмотрением частных профилей, составленных по ряду циклов, характерных для нижней и верхней подсвет.

В таскудукском горизонте, содержащем девять седиментационных циклов, наиболее типично сопряжение дельтовых фаций с фациями собственно морского бассейна (фиг. 1а). Так, в разрезе VI цикла этого горизонта виден фронтальный переход песчаных осадков подводной части дельты, характерной для северной и центральной частей впадины, в песчаные осадки морских пляжей, которые, в свою очередь, к югу замещаются песчано-алевритовыми осадками зоны волнений прибрежной части моря. Регрессивный ряд цикла на севере и в центральной части впадины заканчивается развитием специфических почв аридной зоны; трансгрессивный ряд отсутствует. На юге впадины регрессивный ряд сменяется трансгрессивным. Так, на центральном рудном поле песчано-алевритовые осадки морского бассейна полностью перекрыли выносы подводной дельты.

Следует обратить внимание, что в таскудукское время парагенез дельтовых осадков с непосредственно морскими фациями не сопровождается появлением рудоносной зоны в песчаных осадках подводной части дельты.

Для златоустского горизонта, содержащего четыре седиментационных цикла, характерен новый этап в развитии общей регрессии. Он выражается в появлении нового парагенеза фаций, связанного с формированием заливно-лагунного ландшафта на территории центрального рудного поля. Песчаные осадки подводной части дельты, развитые в центральной части впадины, фронтально замещаются на юге не морскими осадками, а комплексом песчано-алевритовых осадков кос пересыпей и лагун. Важно подчеркнуть, что весь этот лагунный комплекс перекрывался осадками береговых такыров, венчающих регрессивный ряд фаций данного цикла. Выравнивание и периодическое осушение лагунного бассейна с широким развитием фации береговых такыров способствовало быстрому и региональному проникновению морского бассейна на территорию всей впадины в период трансгрессивного этапа данного цикла (см. фиг. 1б). При таком фронтальном сочленении осадков подводной части дельты с комплексом осадков пересыпей и кос регрессивного этапа цикла песчаники авандельты, как правило, несут в себе медное оруденение.

При переходе к циклам верхней подсветы, как уже говорилось выше, трансгрессивные ряды циклов, как правило, редуцированы. На фиг. 1в приведен фацциально-литогенетический профиль для I-го цикла горизонта нижний раймунд. Цикл представлен осадками только ре-

Фиг. 1. Фацциально-литогенетические профили меридионального простирания Джек-казганской впадины.

а — горизонт таскудук, цикл VI; б — горизонт златоуст, цикл IV; в — горизонт нижн. раймунд, цикл I. Фации: 1 — глинистых осадков материкового моря и соответственно 1-й литогенетический тип этой фации; 2—3 — чередования песчано-алевритовых осадков зоны волнений прибрежной части моря и соответственно 1-й и 3-й литогенетические типы этой фации; 4—5 — алевритовых осадков материкового моря и соответственно 1-й и 2-й литогенетические типы этой фации; 6 — карбонатных осадков материкового моря и соответственно 1-й литогенетический тип этой фации; 7 — песчаных осадков морских пляжей и соответственно 1-й литогенетический тип этой фации; 8—9 — песчаных осадков подводной части дельты и соответственно 1-й и 2-й литогенетические типы этой фации; 10 — песчаных осадков кос и пересыпей и соответственно 2-й литогенетический тип этой фации; 11 — песчано-алевритовых осадков лагун и соответственно 1-й литогенетический тип этой фации; 12 — песчано-алевритовых осадков зоны волновой ряби заливно-лагунного побережья частично материкового моря и соответственно 4-й литогенетический тип этой фации; 13—14 — глинисто-алеврито-песчаных осадков прибрежно-морских равнин, первичная текстура которых нарушена почвообразованием и соответственно 1-й и 2-й литогенетические типы этой фации; 15—16 — песчано-алевритовых осадков заливно-лагунного побережья, переходящего в береговые такыры, и соответственно 1-й и 2-й литогенетические типы этой фации; 17 — медное оруденение в песчаных осадках подводной части дельты. P — регрессивный ряд фаций, T — трансгрессивный ряд фаций

грессивного ряда: на севере и в центре впадины — песчаники подводной части дельты, переходящие вверх в осадки пересыпей и кос; на юге это монофациальные образования — песчаники и конгломераты подводной дельты, фронтально переходящие в фацию пересыпей и кос. К зоне сопряжения двух последних фаций приурочено медное оруденение, располагающееся также в авандельте. Следует указать, что прочие циклы остальных горизонтов верхней подсветы имеют тот же тип строения, что и разобранный цикл горизонта нижний раймунд; аналогично и положение рудоносных зон.

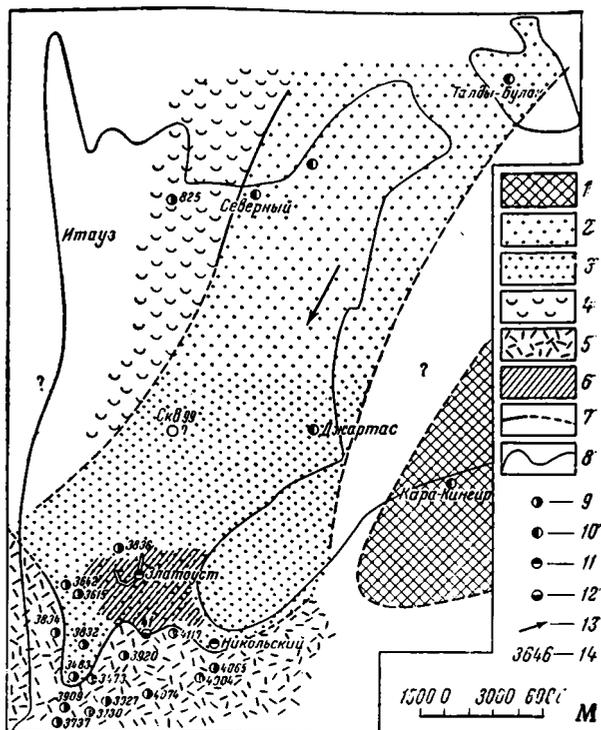
Таким образом, в пределах всех циклов намечается приуроченность медного оруденения к подошвам регрессивных рядов, образованных фацией подводной части дельты вблизи ее фронтального стыка с осадками пересыпей и кос заливно-лагунного побережья.

III. ПАРАГЕНЕЗ ГЛАВНЕЙШИХ ФАЦИИ ДЖЕЗКАЗГАНСКОЙ СВИТЫ НА ПЛОЩАДИ ВПАДИНЫ

Циклическая стратификация разреза джезказганской свиты позволяет рассматривать пространственное сочетание фаций не только по отдельным профилям, но и в плане всей впадины. За стратиграфический уровень или срез для выяснения пространственных сопряжений фаций удобно принять подошву отдельных седиментационных циклов. В качестве примера рассмотрим регрессивную часть IV-го цикла горизонта златоуст на площади Джезказганской впадины. Мощность регрессивной части указанного цикла составляет, в среднем, 10—12 м.

Отмеченный выше фронтальный переход дельтовой фации в фацию пересыпей и кос хорошо прослеживается в плане (фиг. 2). С северо-востока на юго-запад протягивается мощный рукав подводной части дельты. Направление движения обломочного материала указано соответствующей стрелкой. Оно подтверждается, помимо общих регионально-фациальных построений, многочисленными замерами элементов кривой слоистости, устойчиво обнаруживающих падение слоев в южных рубмах. В пределах всей фациальной полосы подводно-дельтовых осадков их структурно-текстурный облик не меняется. Это, в основном, крупно- и среднезернистые песчаники с отчетливой гранулометрической сортировкой обломочного материала в слоях, часто с характерной перекрестной и разнонаправленной кривой слоистостью. Однако в направлении с северо-востока на юго-запад в пределах указанной фациальной полосы наблюдается значительное изменение в окраске пород. На севере — это отчетливо красноцветные породы; по мере движения на юго-запад красноцветная окраска сменяется на сероцветную и еще далее — на отчетливо зеленоцветную. Последняя фиксируется у самого фронтального края дельтового рукава в области его сопряжения с осадками пересыпей и кос. Осадки пересыпей и кос представлены более мелкозернистыми разностями с различной кривой слоистостью. В них отсутствует гранулометрическая сортировка материала в слоях и характерно присутствие галек, а иногда и валунов из красноцветных пород, часто сгруженных без всякой закономерности. Наряду с более мелкозернистым составом осадки этой фации обнаруживают и изменение своей окраски — появление сероцветных и красных тонов. Сопряжение дельтовой фации с фацией пересыпей и кос было детально прослежено в плане по многочисленным точкам наблюдений в скважинах и шахтах. Как на профилях, так и в плане отмечается приуроченность медного оруденения к зоне стыка указанных фаций (фиг. 2). Латеральные изменения дельтового рукава прослежены менее детально. К западу отложения подводных выносов сменяются

алевритовыми осадками зоны волновой ряби. На востоке отмечается пологое уваловидное поднятие, фиксируемое по седиментационному выклиниванию слоев IV цикла. Таков общий литолого-фациальный план распределения осадков в начальный этап седиментационного цикла. Он определяется гидродинамикой бассейна в седиментационную



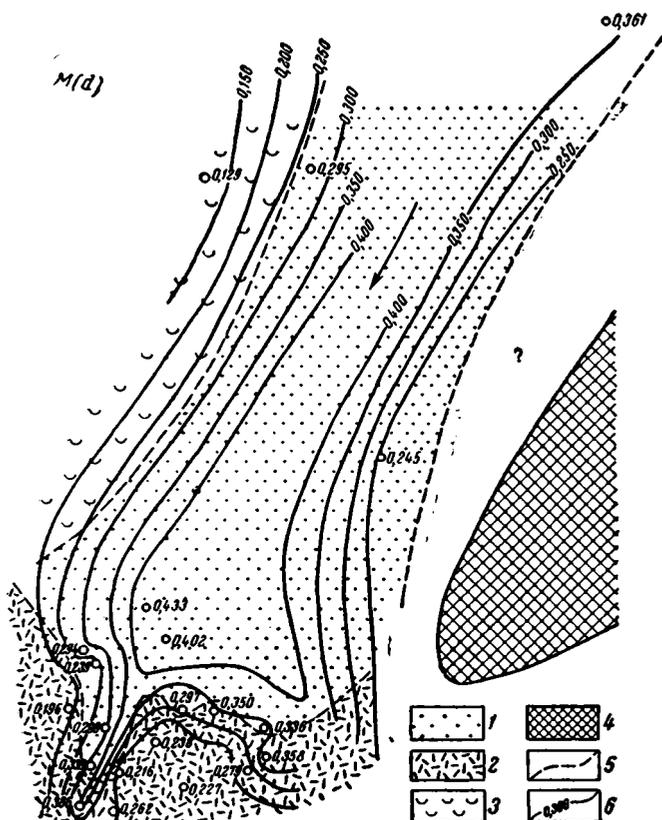
Фиг. 2. Фацально-палеогеографическая схема образования осадков подготовки четвертого цикла златоустского горизонта джезказганской свиты

1 — пологовыступающий участок суши; 2—3 — песчаные осадки фашии подводной части дельты (2 — мелководные красноцветные песчаные осадки, 3 — более глубоководные сероцветные песчаные осадки); 4 — алевритовые осадки зоны волновой ряби заливно-лагунной фашии; 5 — песчаные осадки фашии кос и пересыпей; 6 — участки, содержащие медное оруденение; 7 — границы фациальных зон; 8 — современная граница распространения джезказганской свиты; 9—12 — точки наблюдения (9 — скважины, 10 — обнажения, 11 — карьеры, 12 — шахты); 13 — направление поступления обломочного материала в дельту; 14 — номера исследованных скважин и шахт

стадию и геохимическими особенностями постседиментационных процессов диагенеза. Остановимся более детально на рассмотрении особенностей стадийного формирования осадков в начальный этап цикла. С этой целью из подошвы IV цикла были отобраны образцы, характеризующие самый нижний интервал подошвенного слоя (10 см). Отобранные образцы характеризовали осадки начала нового седиментационного цикла, начинавшегося всюду более или менее синхронно, если учитывать относительно небольшие размеры Джезказганской впадины. Размещение образцов по площади впадины и соответствующая микроскопическая и химическая обработка дали возможность составить ряд литолого-геохимических карт, приближающихся по своему характеру к палеогрунтовым картам древних водоемов.

1. Особенности седиментационной стадии формирования осадков в начале цикла

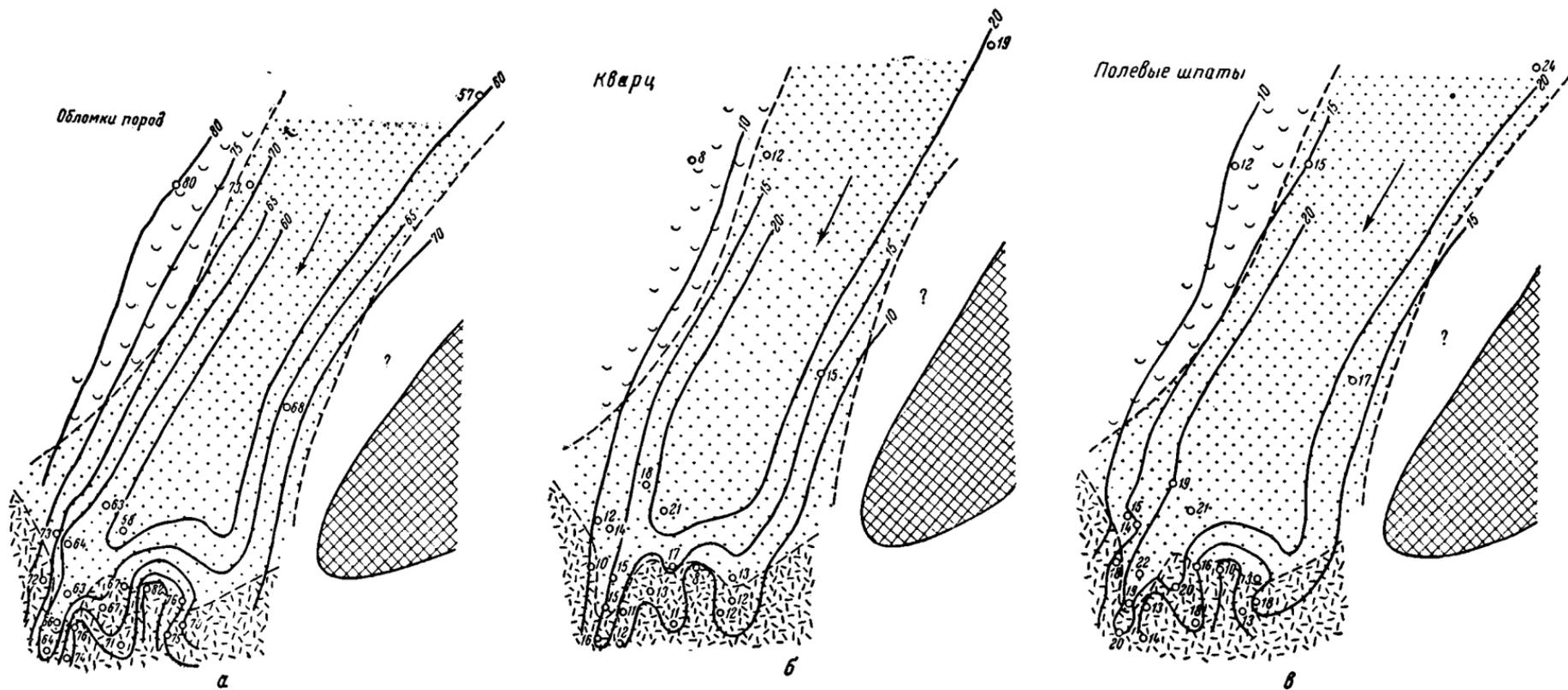
Как известно, характер гидродинамической среды древнего водоема может быть восстановлен с помощью детального изучения общей гранулометрии древних осадков. Гранулометрия пород основания цик-



Фиг. 3. Распределение среднего диаметра зерен в песчаных слоях подошвы IV цикла — горизонта золотоуст
 1 — фация подводной части дельты; 2 — фация пересыпей и кос; 3 — фация алевритовых осадков зоны волновой ряби заливно-лагунного побережья; 4 — пологая суша; 5 — границы фациальных зон; 6 — изолиния содержания компонента. Масштаб на фиг. 2.

ла изучалась в шлифах под микроскопом с количественным подсчетом зерен различных размерных фракций. На основании выявленной гранулометрической характеристики вычислялись значения среднего диаметра зерен. Карты распределения среднего диаметра (M_d), подсвеченные фоном фаций, отчетливо выявляют поток крупнозернистого материала, поступающего в бассейн с северо-востока. Стрежневая зона этого потока фиксируется по максимальному значению среднего диаметра ($M_d = 0,361 \div 0,433$). Она совпадает с осевой линией подводного рукава дельты, а на юго-западе в виде острого языка вклинивается в смежную фацию кос и пересыпей (фиг. 3).

В боковые стороны от стрежневой зоны наблюдается уменьшение величины M_d . Особенно четко это фиксируется по западной периферии потока при переходе в иную фациальную полосу ($M_d = 0,129 \div 0,295$),



Фиг. 4. Распределение основных терригенных компонентов, (%) в песчаниках подошвы IV цикла горизонта златоуст
 а — обломки пород; б — кварц; в — полевые шпаты. Условные обозначения на фиг. 3.

где направленный поток ослабевает, замещаясь колебательными движениями воды в зоне волнений.

Интересная картина наблюдается на юге, в зоне стыка дельтовой фации с фацией пересыпей и кос. Осадки последней представлены менее крупнозернистыми и хуже сортированными образованиями ($Md = 0,196 \div 0,279$). Они характеризуются присутствием разнообразных типов слоистости, сформированных в результате попеременной подачи обломочного материала; наряду с основным его поступлением со стороны дельты, имел место намыв терригенного материала со стороны лагунно-заливной зоны. Пересыпи и косы по сравнению с осадками авандельты являлись более мелководными образованиями. Часто они несут в себе признаки субаэрального выветривания в виде характерных локальных зон ожелезнения и трещинок усыхания, что свидетельствует об их периодическом возвышении над уровнем воды. Таким образом, осадки пересыпей и кос играли своеобразную роль в экранировании обломочного вещества, поступавшего с суши. Пересыпи и косы как бы «подпирали» дельтовый поток и, лишая его живой силы, создавали соответствующие условия для разгрузки грубого материала. Лишь отдельные узкие рукава дельтового потока прорывались в глубь бассейна, пропиливая себе подводные русла среди осадков пересыпей и кос (фиг. 3).

Состав терригенного материала, разносимого дельтовым потоком, находился в тесной связи с его гранулометрией. Основным компонентом терригенной части являются группы различных обломков пород, составляющие до 60—80%. Кварц и полевой шпат (кислые плагиоклазы) занимают резко подчиненное значение — от 10 до 20%. Более крупнозернистые осадки относительно обогащены кварцем и полевыми шпатами; по мере измельчения материала растет содержание группы обломков пород (фиг. 4а, б, в). Такое необычное распределение минеральных компонентов, когда с утонением материала концентрируются не устойчивые минералы, а полиминеральные агрегаты (обломки пород), связано с криптозернистостью последних и с незавершенностью минеральной дифференциации вещества, являющейся следствием близости источников сноса и очень короткими путями транспортировки обломочного материала.

2. Особенности диагенетической стадии формирования осадков в начале цикла

Наиболее ярко процессы диагенетического преобразования осадков фиксируются на железистых и карбонатных минералах (Страхов, 1960). В качестве исходных данных для изучения постседиментационных превращений и образования аутигенных железистых минералов можно рассматривать валовое содержание железа в песчаных породах подошвы цикла (фиг. 5а). Это содержание отличается относительным постоянством в пределах одного гранулометрического типа песчаников, колеблясь лишь в пределах $1 \div 2\%$ (среднее содержание около 1,5%). Валовое железо повышается при резком уменьшении размерности зерен пород (до 3,67% — на северо-западе, см. фиг. 3 и 5а). Подавляющая часть валового железа приходится на свободные гидрокислы, которые приносились в виде терригенной взвеси, образующей часто железистые оболочки на обломочных зернах. Это подтверждается распределением в породах окисных форм железа (фиг. 5б) и ее корреляцией с общей окраской пород и их гранулометрией. Петрографический состав пород и, в частности, содержание в них зерен обломков пород существенного влияния на распределение Fe^{++} не оказывает,

так как разница в содержании обломков пород в различных песчаниках не превышает 20% (фиг. 4а), в то время как процентное содержание окисного железа меняется в отдельных образцах более чем в 10 раз (фиг. 5б). Как и следовало ожидать, наиболее высокое содержание окисного железа фиксируется на севере, в наиболее мелководных участках красноцветной дельты, и в смежной полосе алевритовых осадков зоны мелководья (соответственно 1,21 и 2,84). Минимальные значения (около 0,20%) — в зеленоцветных породах зоны стыка дельтовой фации с фацией пересыпей и кос на участке непосредственного размещения медного оруденения. К югу от этой зоны вновь наблюдается увеличение величины Fe^{+++} (фиг. 5б).

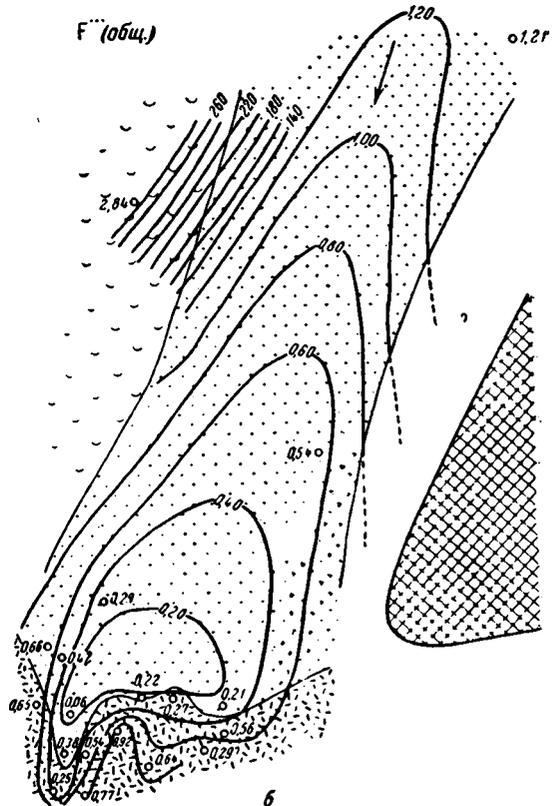
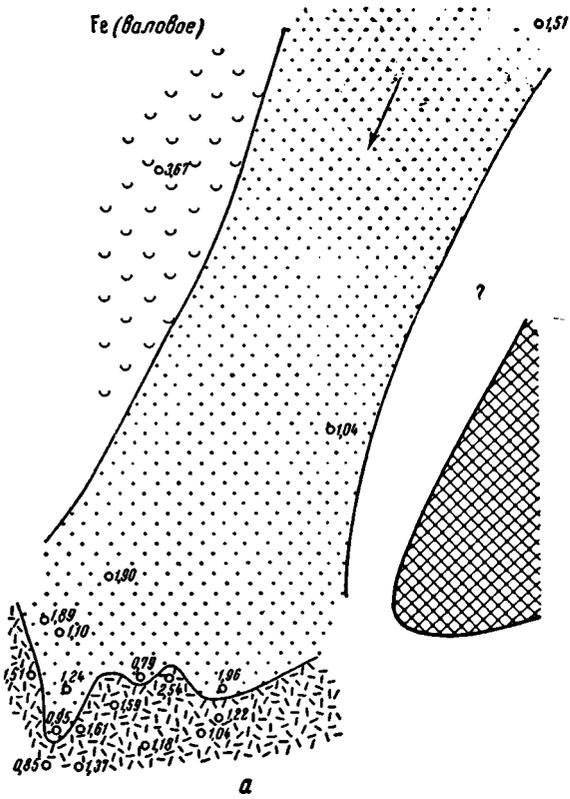
Обратную картину дает распределение растворимого закисного железа (хлоритного) и железа пиритного (фиг. 5в, г). И в том и в другом случаях отмечается отчетливый максимум со значениями соответственно в 1 и 0,43%, практически оконтуривающий участок с медным оруденением. Если для пиритного железа наблюдается четкий максимум лишь непосредственно вокруг рудоносной зоны, то для закисного — растворимого железа поле изменения его значений охватывает почти всю территорию Джезказганской впадины. Наблюдаются постепенные переходы от минимальных содержаний Fe^{+} в зоне красноцветной дельты и среди осадков фации пересыпей и кос к его максимальным величинам в области стыка фаций (дельты и пересыпи) и местоположения рудной залежи (фиг. 5в, г).

Своеобразная зеркальность в распределении окисных и закисных форм железа при более или менее постоянном петрографическом составе терригенной части пород несомненно связана с диагенетической переработкой окисного железа, внесенного в бассейн в виде терригенной взвеси. Аутигенная его переработка находилась в соответствии с фашиально-геохимическими особенностями древнего водоема. Можно констатировать, что наибольшая интенсивность диагенетических процессов имела место в осадках небольшого участка подводной дельты, расположенного в области непосредственного стыка ее пресных вод с солеными водами лагунного бассейна. На этом участке отмечается почти полная переработка окисного железа в аутигенный хлорит (закисное растворимое железо) и пирит. Любопытно отметить, что восстановление железа идет по пути формирования хлорита — пирита, минуя стадию сидеритообразования, что является общим признаком многих красноцветных толщ семиаридного климата (Страхов и др., 1963). По периферии указанного участка процессы восстановления окисного железа протекали менее интенсивно, доходя лишь до стадии образования хлорита. И, наконец, в крайних северных и южных районах в поле развития красноцветных осадков дельты, а на юге — пересыпей и кос, даже аутигенное хлоритообразование находилось в зачаточном состоянии. Здесь преобладают окисные формы железа, перешедшие в процессе глубинного эпигенеза пород в гематит.

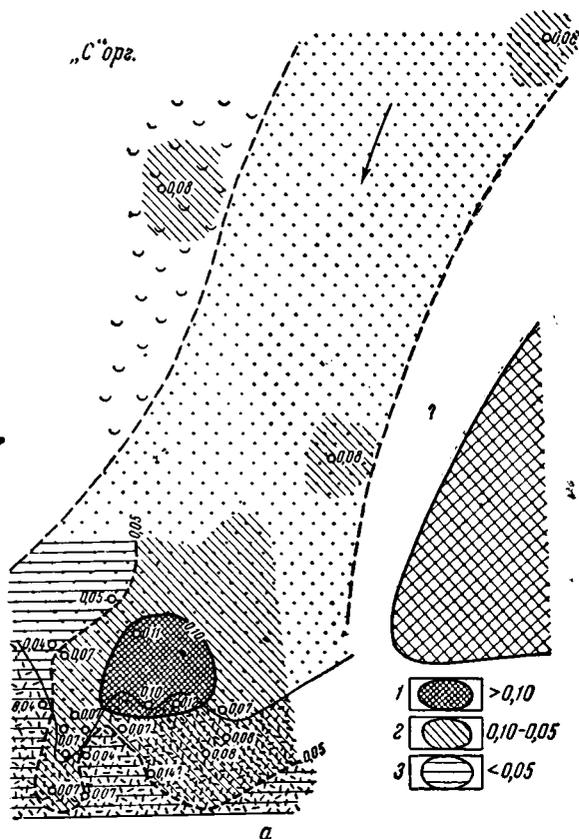
Чем определяется различие в интенсивности восстановительных процессов диагенеза?

Объяснение природы возникновения аутигенных форм железистых минералов дано в работах Н. М. Страхова (1961). Им установлена общестатистическая зависимость аутигенных форм железа от содержания в породах остаточного углерода. Содержание органического углерода в тех же образцах, для которых были изучены формы железа, показано на карте (фиг. 6а)*. Несмотря на общие низкие значения

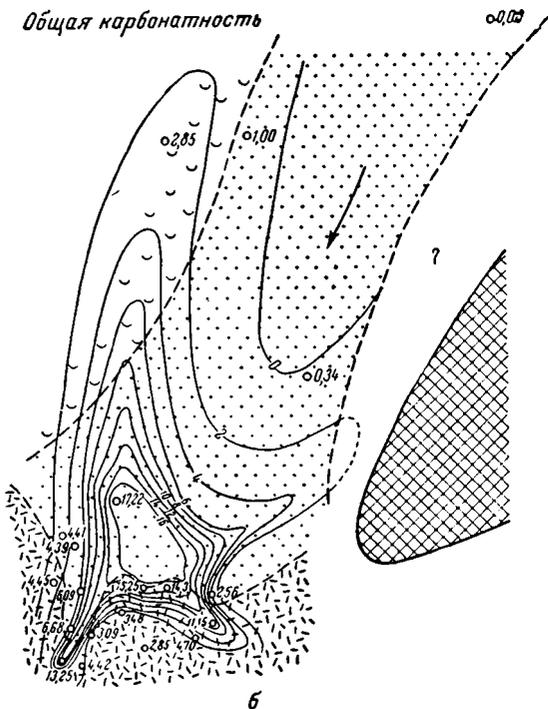
* Определение остаточного органического углерода методом мокрого сжигания, равно как и форм железа, проведено сотрудниками химической лаборатории ГИНа под руководством Э. С. Залманзон, за что авторы выражают им свою благодарность.



Фиг. 5. Распределение различных форм железа в песчаниках подошвы IV цикла горизонта златоуст *a* — валовое железо; *б* — окисное железо (нерастворимое в HCl); *в* — закисное железо (растворимое); *г* — пиритное железо. Условные обозначения на фиг. 3.



Общая карбонатность



остаточного углерода, план его распределения не оставляет сомнения в полной идентичности с распределением пиритного и хлоритного железа. Иными словами, контуры повышенного содержания остаточного органического углерода хорошо совпадают с примерными границами участка, где процессы диагенеза характеризуются повышенной интенсивностью. Возможно, что общая сильная эпигенетическая измененность пород привела к сильной метаморфизации остаточного органического углерода и тем самым занизила общее его содержание, определенное методом мокрого сжигания.

Распределение остаточного органического углерода по площади впадины позволяет утверждать, что именно ему обязано неравномерное течение диагенетических процессов аутигенного минералообразования, локализующихся на тех участках, где первичная концентрация органики создавала в осадках восстановительную среду, благоприятную для редукции окисных образований.

Не менее характерно распространение карбонатов в песчаниках изученного горизонта. Специфической особенностью аутигенного карбонатообразования является широкое распространение кальцита и почти полное отсутствие других кар-

Фиг. 6. Распределение остаточного органического углерода (а) и общей карбонатности (б) в песчаниках подошвы IV цикла горизонта златоуст (в % от породы)

Условные обозначения к фиг. 6а: 1 — содержание $> 0,10$; 2 — содержание $0,10-0,05$; 3 — содержание $< 0,05$. Остальные условные обозначения на фиг. 6

бонатов железа и магния. Другой характерной особенностью аутигенных карбонатов является приуроченность кальцита к наиболее грубозернистым песчаникам зоны стыка подводной части дельты с породами фации пересыпей и кос, т. е. к тому же рудоносному участку, характеризующемуся интенсивным течением процессов диагенеза (фиг. 6б). Тяготение кальцита к грубозернистым породам выражено столь отчетливо, что изолинии его содержания в деталях повторяют контур гранулометрического максимума пород дельтовой фации, включая и юго-западный язык дельтового подводного русла, пропиленного среди фации пересыпей и кос (см. фиг. 3а, 6б). Совпадение изолиний гранулометрии и общей карбонатности наводит на мысль о диагенетической природе кальцита, так как непосредственная его садка в среде с повышенной гидродинамикой маловероятна. Более вероятным представляется его диагенетическое образование, связанное с диффузионным подтоком вещества из области с более мелкозернистым составом осадков, где первичная садка карбонатов была разрешена седиментационной средой. Движущей силой такого подтока могло быть постепенное подщелачивание среды, возникающее за счет оттока CO_2 в северном направлении по «вентиляционным каналам» грубых, проницаемых осадков подводной дельты.

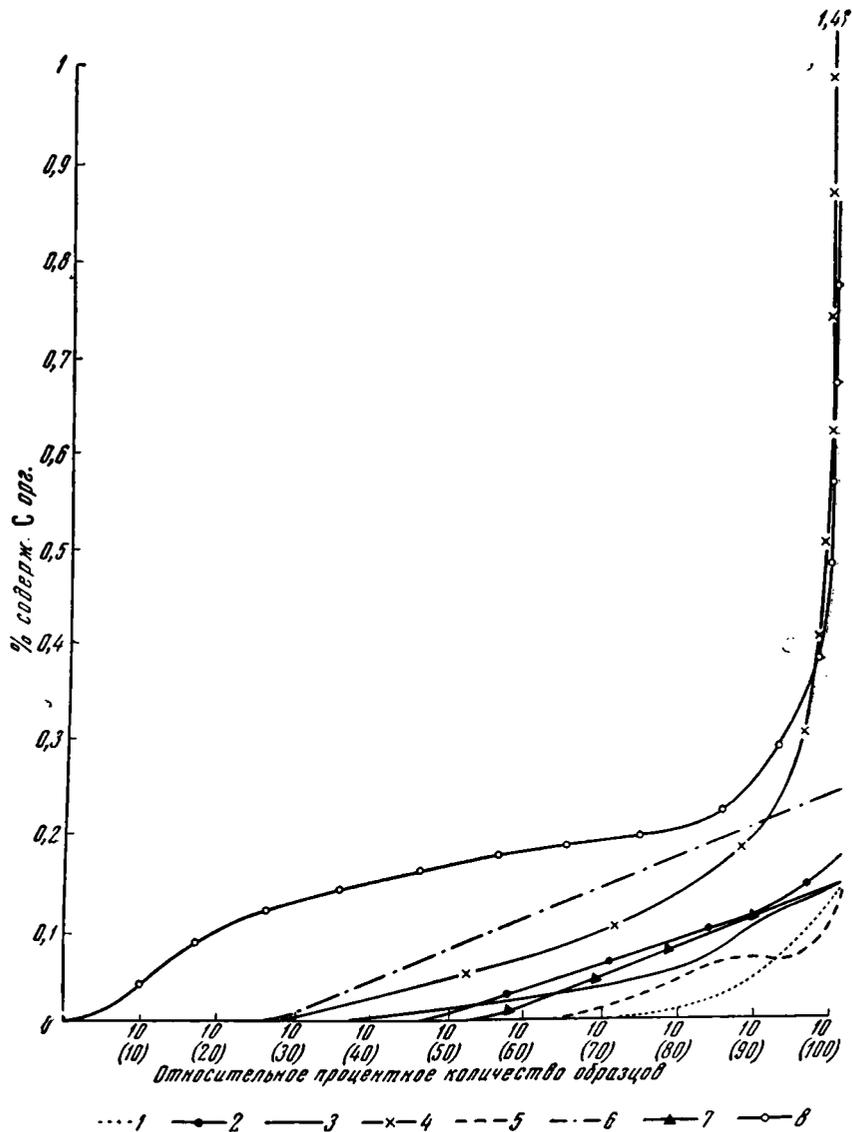
IV. О МИГРАЦИИ ПОЛОЖЕНИЯ РУДОНОСНОЙ ПОДВОДНОЙ ДЕЛЬТЫ ВО ВРЕМЕНИ

Как показал анализ ряда фациальных профилей и карт (фиг. 1а, б, в и др.), рудоносный участок подводной дельты располагается почти всегда в области стыка этой фации с осадками пересыпей и кос заливно-лагунного побережья. В геохимическом отношении этот участок бассейна характеризовался наиболее интенсивным течением всех диагенетических процессов, обязанных, в конечном счете, первичному обогащению его осадков органическим углеродом. Причины такой локальной концентрации органического углерода остаются пока неясными. Важно подчеркнуть другое: наибольшая концентрация органического углерода среди всех фаций континентального и заливно-лагунного комплекса разреза джекказганской свиты обнаруживается именно в песчаных осадках авандельтовой зоны.

Концентрация остаточного углерода в этих отложениях может быть приравнена лишь к глинистым и алевролитовым осадкам собственно морского бассейна. Такой вывод базируется на массовых определениях $S_{\text{орг}}$ в породах, макроскопически не обогащенных органическими остатками и относящихся к самым различным фациям всего разреза джекказганской свиты (284 анализа). Вариационные кривые, построенные для отдельных фаций, отражают распределение $S_{\text{орг}}$ во всех изученных образцах, количество которых в пределах каждой фации принято за 100% (фиг. 7). Отчетливо выделяются два семейства кривых: для пород, обогащенных органическим углеродом до 1% (фации: песчаных осадков подводной части дельты, чередования песчано-алевритовых осадков зоны волнений прибрежной части моря и глинистых осадков материкового моря), и для пород с содержанием $S_{\text{орг}}$, не превышающим 0,1% (все прочие фации; см. фиг. 7).

Где же размещаются авандельтовые зоны на территории впадины?

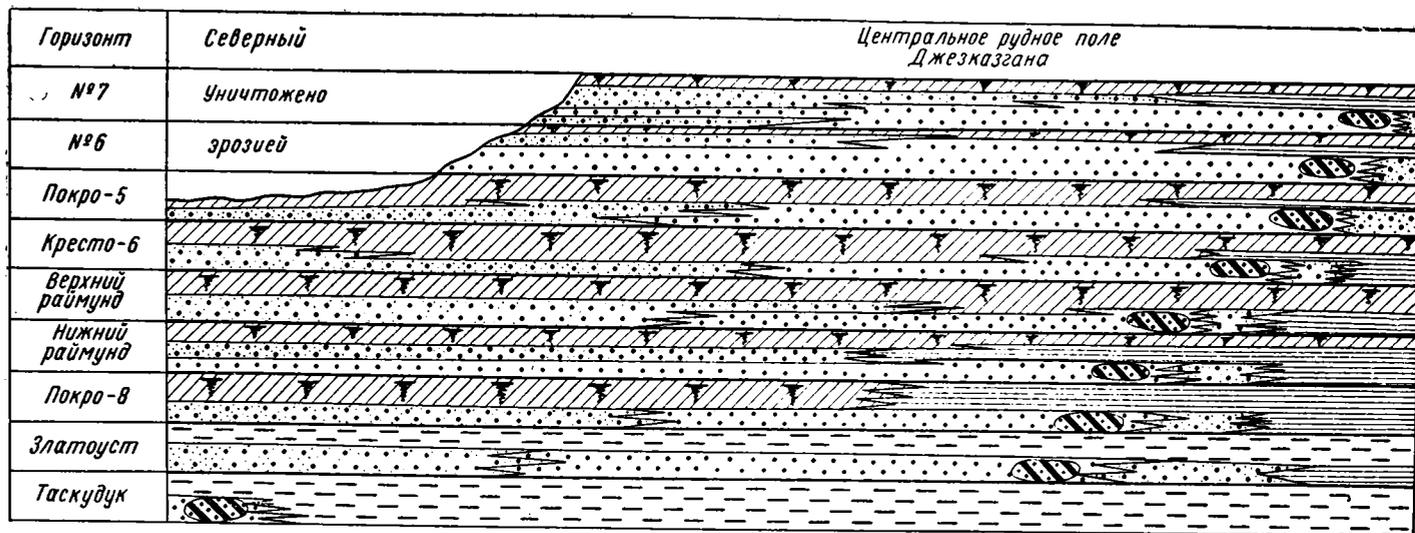
Анализ циклов по всему разрезу свиты показывает, что циклы одного и того же горизонта характеризуются известной однотипностью строения как по общему набору фаций, так и по соотношению регрессивной и трансгрессивной частей. Такое сходство циклов является след-



Фиг. 7. Вариационные кривые процентного содержания остаточного органического углерода в породах различных фаций джезказганской свиты на центральном рудном поле одноименного месторождения

1 — континентальные отложения (фация глинисто-алевритовых осадков прибрежно-морских равнин, первичная текстура которых нарушена почвообразованием — РП и фация песчано-алевритовых осадков заливно-лагунного побережья, переходящего в береговые такыры — ПЗ); 2 — фация песчано-алевритовых осадков зоны волновой ряби заливно-лагунного побережья частично материкового моря — ПВ и фация песчано-алевритовых осадков лагун — ПЛ; 3 — фация песчаных осадков кос и пересыпей — ПП; 4 — фация песчаных осадков подводной части дельты — ПР; 5 — фация песчаных осадков морских пляжей — МПП; 6 — фация чередования песчано-алевритовых осадков зоны волнений прибрежной части моря — МВ; 7 — фация алевритовых и алеврито-кремнистых осадков материкового моря — МАКт и фация карбонатных осадков материкового моря — МГт

ствием более или менее устойчивого положения морского бассейна в период циклической седиментации каждого горизонта. Поэтому в циклах одного и того же горизонта фация подводной части дельты и, в частности, ее авандельтовая рудоносная зона, занимают в пространстве



Фиг. 8. Схематический фациальный профиль джезказганской свигы с указанием положения зон медного оруденения (по меридиональному профилю впадины).
 Фации: 1 — морской группы; 2 — подводной дельты; 3 — подводной дельты с медным оруденением; 4 — пересыпей и кос; 5 — заливно-лагунного комплекса; 6 — континентальной группы

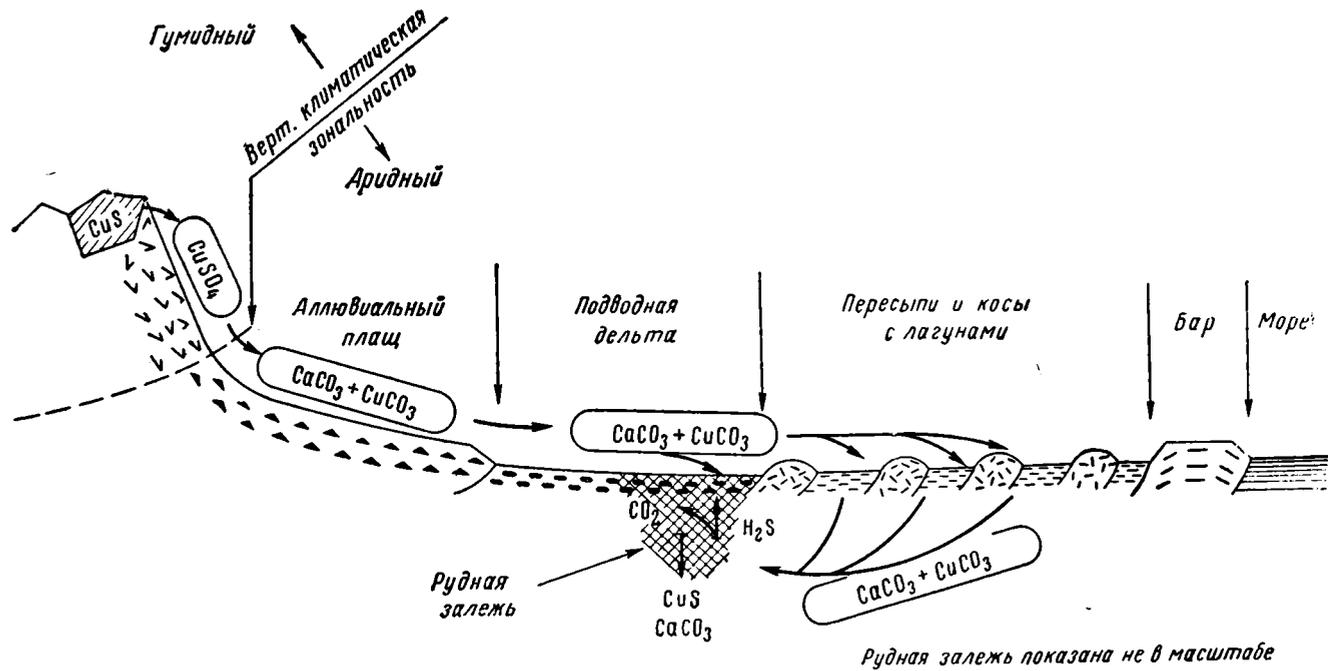
примерно одно и то же положение. При переходе к другим горизонтам, характеризующимся иными седиментационными циклами, пространственное положение фации подводной части дельты меняется в соответствии с этапом направленного развития общей регрессии. В силу этого фронт этой фации испытывал во времени от горизонта к горизонту непрерывное перемещение к югу, отчего в общем меридиональном профиле через всю впадину рудоносные авандельтовые участки располагаются в виде своеобразных кулис (фиг. 8).

V. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования по выяснению литолого-фациального контроля в размещении медного оруденения Джекказгана позволяют наметить общую схему формирования оруденения. Ряд положений этой схемы требует дополнительных исследований, однако сумма проведенных наблюдений позволяет авторам сформулировать определенную точку зрения о генезисе меди в этом месторождении. Предложенная схема не претендует на исчерпывающее освещение этого сложного вопроса и ее публикация преследует скорее цель обобщения полученного нового фактического материала и привлечения внимания исследователей к возможному варианту решения этой дискуссионной проблемы.

Литолого-фациальное изучение джекказганской свиты позволило реконструировать общий фациальный профиль меденакпления, характерный для регрессивных рядов седиментационных циклов. Согласно этому профилю (фиг. 9) источником терригенного материала и меди являлась горная страна, сложенная, главным образом, комплексом метаморфизованных эффузивов и кремнистых сланцев, содержащих медное оруденение колчеданного типа. Ее близкое расположение от непосредственного бассейна седиментации, помимо общих геологических данных, доказывается составом и размерностью обломочного материала, и в частности незавершенным характером его минеральной дифференциации, связанной с очень короткими путями транспортировки. По всей вероятности, главной питающей областью была древняя складчатая структура системы Улу-тау, сложенная комплексом нижнепалеозойских и докембрийских образований. Несмотря на то, что седиментационный бассейн носит все признаки аридного климата, питающая его область находилась в иной климатической зоне. Не приходится сомневаться, что она располагалась в гумидной обстановке, ибо только в этом случае находит себе объяснение поступление в бассейн огромных масс пресной воды, перемещавших грубозернистый материал джекказганской свиты. Сочетание источников сноса, находящихся в гумидной зоне, с примыкающим аридным бассейном седиментации лишний раз свидетельствует об относительной высокогорности питающей области.

Примыкавшая к системе Улу-тау Джекказганская впадина являлась лишь северной прибрежной частью огромного мелководного бассейна, располагавшегося целиком в аридном климате. В регрессивные части седиментационных циклов территория впадины превращалась в область аккумуляции, главным образом осадков подводной части дельты. Следует подчеркнуть специфический тип дельтового бассейна, характеризующегося обилием грубообломочного материала и хорошей выдержанностью слоев по простиранию. По-видимому, он связан с наличием плащевых, безрусловых аллювиальных потоков, характерных для палеозойского времени и отсутствующих среди более молодых, в том числе и среди современных континентальных образований (Рухин, 1960).



Фиг. 9. Схематический фациальный профиль меденакпления в джезказганской свите (регрессивный ряд фаций)

В Джекказганский бассейн устремлялись мощные аллювиальные потоки, стекавшие с горной страны и пересекавшие узкую полосу приморской равнины. Подводно-дельтовый поток, растекавшийся по впадине, обрамлялся по своей периферии сложной системой песчаных пересыпей, кос и лагун, как бы экранировавших выносы с континента от более внутренних частей бассейна. Важно подчеркнуть наличие такой полосы пересыпей, кос и лагун не только по флангам дельтового потока, но и впереди фронтальной стороны подводной дельты. Последнее доказывается неоднократно наблюдениями непосредственного фронтального перехода фации дельтовых выносов в фацию пересыпей и кос (см. фиг. 1б, в). С другой стороны, это следует и из анализа соотношений фаций в регрессивных и трансгрессивных рядах циклов. Так, в периоды локальных трансгрессий моря, трансгрессивные части циклов в средней и особенно в верхней частях разреза свиты представлены не морскими слоями, а тонкозернистыми осадками заливно-лагунного побережья. Это свидетельствует о наличии широкой полосы заливов и лагун, расположенной непосредственно между подводной дельтой и собственно морскими отложениями. Очевидно, последние отделялись от заливно-лагунного побережья отложениями типа баров, которые препятствовали глубокому проникновению морских осадков в периоды локальных трансгрессий в верхней половине джекказганской свиты.

Общее схематическое представление о фациальном профиле накопления осадков джекказганской свиты дает фиг. 9.

Наряду с терригенным осадконакоплением широким распространением пользовались и хемогенные процессы. В гумидной зоне питающих областей шло выветривание пород, сопровождающееся разрушением в первую очередь нестойких сульфидных минералов. Последние быстро окислялись и переходили в раствор в виде сульфатов меди. Как показали работы Н. М. Страхова (1962), речные воды аридных областей, как правило, пересыщены карбонатом кальция, поэтому, как только хорошо растворимые сульфаты меди достигали речного стока аридной зоны, они переходили в карбонатные соединения. Последние, вследствие своей низкой растворимости, выпадали в осадок и увлекались вместе с обломочным материалом в зону разгрузки речной артерии. В условиях подводной дельты наиболее резкое изменение скоростей потока имело место в авандельтовой части, где разгружался основной обломочный материал. Вместе с терригенным материалом частично осаждались и дисперсные компоненты, в том числе гидроокислы железа, различные карбонаты и др. Однако окончательная разгрузка тонкозернистого и дисперсного материала происходила в более спокойной среде лагун и заливов, куда проникали дельтовые воды, пропиливавшие себе подводные русла среди песчаных осадков пересыпей и кос.

Перераспределение медных соединений и их концентрация на участке, осадки которого были первично обогащены органическим углеродом, происходили в постседиментационный период. Как показали массовые определения остаточного органического углерода, наиболее благоприятными осадками были отложения подводной авандельты. Выше уже указывалось, что причины локальной концентрации остаточного органического углерода во многом еще не ясны. Не исключена возможность, что зона стыка пресных и морских вод бассейна являлась благоприятной средой для широкого развития органического мира, что и определило захоронение и повышенное содержание органики в осадках этого участка. Окисление обильной органики, содержащейся в осадках, сопровождалось генерацией CO_2 и H_2S . В силу этого, как отмечалось выше, все диагенетические процессы этой зоны отличались

повышенной интенсивностью. (аутигенная хлоритизация, пиритизация и др.).

Эти процессы протекали на фоне диффузионного подтока карбонатного материала из области лагун и пересыпей с более тонким составом осадков в сторону проницаемых грубых осадков подводной дельты. Пути миграции служили грубозернистые рукава подводной дельты, пропиленные среди осадков фации пересыпей и кос и игравшие своеобразную роль «вентиляционных каналов». Вдоль таких каналов и в смежных участках подводной дельты осуществлялась интенсивная диагенетическая садка карбоната кальция (см. фиг. 6б). Вместе с карбонатом кальция мигрировали основные карбонаты меди и других тяжелых металлов. В присутствии H_2S они переходили в нерастворимые сульфиды меди и быстро выпадали в осадок. Большая разница в степени растворимости карбонатной и сульфидной меди создавала устойчивый диффузионный подток меди как из смежных областей (лагун с тонкозернистыми осадками), так и непосредственно внутри авандельтовой зоны на участках, где первичное осаждение карбонатной меди было «разрешено» гидродинамикой бассейна.

Наконец, диффузионный подток рудного материала со стороны внутренних частей бассейна хорошо подтверждается наличием минеральной дифференциации, возникающей в ходе этого подтока и обуславливающей раздельное осаждение в диагенезе сульфидов меди и свинца. Обращает на себя внимание линейная вытянутость рудной залежи в соответствии с ориентировкой фронта авандельтовой фации и строгая приуроченность чисто свинцовых руд к северо-восточному флангу залежи (Наркелюн, 1962). Такая пространственная локализация дифференцированной рудной залежи находится в полном соответствии с направлением предполагаемого диффузионного подтока, в ходе которого свинец как элемент, обладающий большей миграционной способностью (Страхов, 1962), осаждается в последнюю очередь.

Таким образом, благоприятными условиями для меденакопления являлось существование устойчивого фациального профиля, в котором фация подводной части дельты парагенетически связана с осадками заливно-лагунного комплекса (фации: пересыпей и кос, лагун и др.). Последние играли важную роль промежуточного аккумулятора седиментационной меди, диагенетическое перераспределение которой приводило к формированию рудных залежей.

Отсутствие указанного парагенеза фаций в самом нижнем таксодукском горизонте, для которого характерно иное сочетание: подводная дельта — непосредственно морские осадки, обусловило его безрудность в Джезказганском месторождении.

ЛИТЕРАТУРА

- Дружинин И. П. Фации пестроцветных отложений джезказганской свиты. Литология и полезные ископаемые, № 1, 1963.
- Наркелюк Л. Ф. Геология и оруденение Джезказганского месторождения. Тр. ин-та геол. рудн. м-ний, петр., минер., и геохимии. Изд-во АН СССР, вып. 87, 1962.
- Рухин Л. Б. Проблема образования древних аллювиальных отложений. В сб.: Вопросы седиментологии. Госгеолтехиздат, 1960.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Изд-во АН СССР, т. 1—3, 1960—1962.
- Страхов Н. М. и др. Постседиментационные изменения четвертичных и плиоценовых отложений Бакинского архипелага. Тр. Геол. ин-та АН СССР (в печати).
- Шутов В. Д., Дружинин И. П. О фациальном составе и некоторых вопросах эпигенетического преобразования пород Джезказгана. В сб.: Дельтовые и мелководн. морские отложения. Изд-во АН СССР, 1963.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 553.32+553.31 : 551.76+551.77 (477.7)

**ОБ ОТДЕЛЕНИИ МАРГАНЦА ОТ ЖЕЛЕЗА
В КОРЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПОРОД
УКРАИНСКОГО ШИТА В МЕЗО-КАЙНОЗОЕ**

В. И. ГРЯЗНОВ и Г. Н. РОМАНЕНКО

Механизм отделения марганца от железа при образовании крупных осадочных месторождений марганца обсуждается в геологической литературе длительное время. Однако, как недавно показал К. Краускопф (Krauskopf, 1957), сущность этого процесса еще полностью не раскрыта. Основные трудности заключаются в том, что в марганцевородных отложениях или по соседству с ними не обнаруживаются значительные синхроничные скопления соединений железа, которые следовало бы ожидать согласно экспериментальным данным по осаждению марганца и железа из растворов, содержащих оба эти элемента.

Против предположения о существовании природных растворов, богатых марганцем, но лишенных железа, обычно приводятся результаты лабораторного выщелачивания элементов из пород кислыми водами. По Краускопфу, отношение марганца к железу в полученных растворах остается таким же, как в исходных породах, т. е. железо резко преобладает над марганцем.

Заслуживающие внимания результаты получены Л. П. Листовой (1961), экспериментально показавшей, что в рН—Еh-условиях, близких к таковым природных вод зоны гипергенеза, растворы солей двухвалентного марганца гораздо более способны к миграции, чем растворы солей двухвалентного железа. Если это так, то область осаждения железа должна располагаться ближе к источникам выноса.

В этой связи заслуживают внимания приведенные ниже данные о разделении марганца и железа при образовании мезо-кайнозойской коры выветривания амфиболитов района Белозерского железорудного месторождения и ультраосновных пород района Сурской структурно-фациальной зоны.

В скважине 218, расположенной в с. Малая Белозерка Запорожской области (50 км к ю.-в. от г. Никополя), нижняя часть осадочной толщи сложена среднеэоценовыми (интервал бурения 218,0—252,2 м) и меловыми отложениями (252,20—274,60 м). Первые представлены углистой глиной, бурым мелко- и среднезернистым кварцевым песком и вторичным каолином. Нижележащие кирпично-красные глины и «бокситовидные породы», судя по составу пыльцы в изредка встречаемых прослоях углистых глин, относятся к нижнему мелу.

В интервале 274,60—298,20 м пересечена кора выветривания амфиболитов. Она имеет вид пестрой зеленовато-желтой и фиолетово-красной пятнистой охристо-глинистой породы со слоистой текстурой, унаследованной от амфиболита. Ниже залегает амфиболит. Мощность коры выветривания равна 23,6 м.

По химическим анализам проб 32—56 (табл. 1) можно судить об изменении состава амфиболита при выветривании. Среднее содержание марганца в амфиболите равно 0,197%, в коре выветривания — 0,153%, причем в верхней половине толщи коры выветривания марганца заметно меньше (0,124%), чем в нижней (0,192%). Железо содержится в амфиболите в количестве 11,15%, в коре выветривания закономерно возрастает снизу вверх от 16,82 до 23,65%. В амфиболите две трети железа представлены трехвалентной формой и одна треть — двухвалентной. В коре выветривания почти все железо трехвалентное. Отношение марганца к железу уменьшается от амфиболита к берху коры выветривания в три раза.

Для количественной характеристики миграции элементов при выветривании рассчитано содержание марганца и железа в единице объема породы с учетом изменения объемного веса по формуле

$$C = \frac{ed}{100},$$

где C — содержание компонента в $г/см^3$, e — содержание этого же компонента в вес.%. d — объемный вес породы в $г/см^3$.

Результаты расчетов (табл. 1) показывают, что из коры выветривания амфиболита вынесена значительная часть марганца. Характерно, что в нижней части профиля показатель выноса марганца резко колеблется от положительных до отрицательных значений, а в верхней части коры выветривания все пробы однозначно указывают на вынос 50—60% первоначального количества марганца.

Железо ведет себя совершенно иначе. Из нижней части профиля железо частично вынесено (вынос составляет 5,8—18,9%), а в верхней части коры этот элемент несколько концентрируется. Дефицит железа в нижней части приблизительно компенсируется избытком в верхней части, и в целом можно отметить миграцию железа внутри профиля коры выветривания без выхода за его пределы. Если принять железо в качестве стабильного элемента (Перельман, Батулин, 1962), то по расчетам, результаты которых указаны в последней колонке табл. 1, марганец выносится из породы в количестве 28,4—77,5% от первоначального. Исключение составляет проба слабо выветрелого амфиболита, содержащая избыток марганца в размере 65,5% по отношению к его количеству в невыветрелом амфиболите.

Таким образом, на южном склоне Украинского кристаллического массива марганец интенсивно выносился из домеловой коры выветривания амфиболитов, а железо мигрировало лишь в пределах коры.

Примечательно, что в толще нижнемеловых делювиальных красных гидрогематито-глинистых пород, лежащих над корой выветривания амфиболитов, содержание марганца составляет 0,03—0,07%, т. е. в три раза меньше, чем в коре выветривания амфиболита, а содержание железа такое же, как в коре выветривания.

Пример еще более контрастного поведения Mn и Fe представляют результаты изучения коры выветривания серпентинитов Карнауховского массива. Этот массив расположен примерно в 40 км к ю.з. от Днепропетровска. Кора выветривания сложена преимущественно орами, имеет мощность до 60 м, залегает под толщей 20—80 м третичных и четвертичных осадочных пород. Нижним членом осадочной толщи является свита углистых глин, песков и бурого угля палеоцен-среднеэоценового возраста.

Распределение марганца и железа в профиле коры выветривания кар-

Таблица 1

Содержание Mn и Fe в амфиболите и продуктах его выветривания по скв. 218

№ проб	Глубина, м	Породы	Содержание, % к сухому веществу		Mn : Fe	Объемный вес сухого вещества		Содержание, $г/см^3$		Вынос, %		Вынос Mn, % при условии неподвижности железа
			Mn	Fe		Mn	Fe	Mn	Fe	Mn	Fe	
32	275,0	Пробы 32—52 Зеленовато-желтые и фиолетово-красные пятнистые охристо-глинистые породы слоистой текстуры, унаследованной от амфиболита	0,099	22,10	0,0058	1,56	0,00154	0,345	-62,4	+12,4	-77,5	
34	276,5		0,155	23,65	0,0085	1,52	0,00236	0,359	-42,4	+16,9	-69,5	
37	279,5		0,116	20,79	0,0072	1,65	0,00191	0,343	-53,3	+17,7	-72,4	
43	285,5		0,127	17,63	0,0093	1,62	0,00206	0,286	-49,7	+6,8	-63,8	
46	291,0		0,189	16,26	0,0150	1,53	0,00289	0,249	-29,2	-18,9	-39,8	
50	294,5	0,245	16,26	0,0194	1,69	0,00414	0,274	+1,2	+10,7	-28,4		
52	297,0	0,143	16,82	0,0109	1,67	0,00239	0,281	-41,5	-8,5	-58,2		
54	303,5	0,252	11,71	0,0278	2,47	0,00622	0,289	+52,2	-5,8	+65,5		
56	309,5	0,141	10,60	0,0177	2,90	0,00409	0,307	00,0	00,0	00,0		

Примечания: 1) знак минус означает вынос, знак плюс означает принос. 2) химические анализы пород выполнены в лаборатории НИИ геологии Днепропетровского университета под руководством Е. В. Ишковой.

Таблица 2

Содержание Mn и Fe в серпентините и продуктах его выветривания (скважина 8601, Карнауховский массив в районе Сурских магнитных аномалий)

№ проб	Интервал опробования, м	Породы	Содержание, % к сухому веществу		Mn : Fe	Объемный вес сухого вещества	Содержание, г/см ³		Вынос, %		Вынос Mn, %, при условии неподвижности железа
			Mn	Fe			Mn	Fe	Mn	Fe	
1	53,6—54,6	Рыхлые бурые и желто-бурые охры гетито-гидрогетитового состава	0,08	47,82	0,0017	2,04	0,0016	0,9996	-70,7	+746	-96,0
2	54,6—55,5		0,09	50,84	0,0018	1,51	0,0013	0,7677	-76,0	+550	-95,5
3	55,5—56,5		0,08	48,76	0,0016	1,49	0,0012	0,7265	-77,8	+515	-96,0
4	56,5—57,5		0,11	51,39	0,0021						-94,5
5	57,5—58,5		0,15	53,73	0,0028	2,17	0,0032	0,1659	-40,8	+40	-93,5
6	58,5—59,5		0,08	53,19	0,0015						-96,5
7	59,5—60,5		0,08	54,23	0,0015						-96,5
8	60,5—61,5		0,21	49,64	0,0042						-89,5
9	61,5—62,5	Охры с реликтами хлорита, серпентинита и магнетита	0,09	21,80	0,0041	1,79	0,0016	0,3902	-70,7	+231	-90,0
10	62,5—64,0		0,08	36,37	0,0022	1,30	0,0010	0,4728	-81,5	+300	-95,0
11	64,0—65,5		0,08	24,06	0,0033	1,29	0,0010	0,3104	-81,5	+162	-92,0
12	65,5—67,5	Серпентинит выветрелый	0,35	8,13	0,0430	2,14	0,0075	0,1740	+39,0	+47	+6,0
13		Серпентинит (среднее из 8 анализов)	0,22	5,37	0,0535	2,45	0,0054	0,1181	00,0	00,0	00,0

науховских серпентинитов иллюстрируется табл. 2. Все без исключения пробы рыхлых продуктов выветривания свидетельствуют о значительном (40,8—81,5%) выносе марганца. Железо, наоборот, содержится в единице веса и объема в количестве, которое в несколько раз превышает исходное содержание. В этом существенное отличие данного профиля от рассмотренного выше профиля коры выветривания амфиболитов, где концентрация железа была менее значительной.

Расчет, выполненный для условия неподвижности железа в коре выветривания серпентинитов, показывает, что практически почти весь марганец (89,5—96,5%) вынесен из коры.

Таким образом, в коре выветривания амфиболитов и серпентинитов Приднепровья в мезо-кайновое происходило отделение марганца от железа. Марганец мигрировал из коры выветривания, железо оставалось на месте залегания пород. Эффективное отделение марганца от железа было связано также с местным переотложением пород коры выветривания (делювиальные процессы). В эту стадию железо преимущественно оставалось в переотложенных породах, а марганец выносился за их пределы.

После перекрытия коры выветривания угленосными палеоцен-эоценовыми отложениями, местами в оврагах проявилась карбонатизация (сидеритизация), обусловленная восстановлением некоторой части железа под действием нисходящих вод, богатых органическим веществом. Карбонатизированные охры содержат 0,08—0,54% марганца, который изоморфно входит в состав сидерита и очень редко встречается в виде тонких жилков манганокальцита. Как показывают расчеты, эта концентрация возникла за счет местного перераспределения марганца в коре выветривания, так как из карбонатизированных охр в целом также вынесено 68,5—94,2% марганца (принимая неподвижность железа).

Приведенные материалы убедительно свидетельствуют об отделении марганца от железа и выносе из коры выветривания. Экспериментальное выщелачивание марганца и железа из пород, по-видимому, еще не точно моделирует более сложные стадийные природные процессы, происходящие в коре выветривания.

Следует отметить, что, в отличие от железа, марганец относится к тем элементам, содержание и распределение которых в древних корах выветривания изучено чрезвычайно слабо. Накопление новых данных несомненно будет способствовать выяснению важных звеньев рудообразования.

ЛИТЕРАТУРА

- Листова Л. П. Физико-химические исследования условий образования окисных и карбонатных руд марганца, 1961.
 Перельман А. П., Батулин С. Г. В сб. Кора выветривания, вып. 4, 1962.
 Krauskopf K. Separation of manganese from iron in sedimentary processes. *Geochem. et Cosmochim. Acta*, v. 12, 1957.

Научно-исследовательский институт геологии
 Днепропетровского госуниверситета

Дата поступления
 8.IV.1963

УДК 552.144(477.7)

О ПОЛОЖЕНИИ ЗОНЫ ГЛУБИННОГО ЭПИГЕНЕЗА В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ

С. В. ЛИТВИН

Нефтяные и газовые залежи на территории Днепроовско-Донецкой впадины обнаружены в отложениях палеозоя и мезозоя, составляющих по мощности основную часть геологического разреза. Эти отложения залегают на различных глубинах, достигающих в центральной части впадины 5000—9000 м (Бондарчук, 1959; Воробьев, 1961). Возможность нефтегазонакопления в осадочных толщах обусловлена наличием ряда благоприятных факторов, в том числе пород-коллекторов. В то же время известно, что осадочные образования, погруженные на значительные глубины, испытывают определенные изменения под влиянием процессов эпигенеза (катагенеза). Наиболее интесивны эти влияния в зоне глубинного эпигенеза, где происходит сплошное окаменение пород с изменением их структур, нередко приводящим к утрате первичной пористости (Рухин, 1956; Страхов, 1960). Это, естественно, сказывается на ухудшении коллекторских свойств пород. В связи с этим выяснение положения зоны глубинного эпигенеза может оказать существенную помощь при поисках и разведках нефтяных и газовых месторождений.

Согласно данным А. В. Копелиовича, А. Г. Коссовской, В. Д. Шутова и др. (1958; 1961; 1957; 1956), зона глубинного эпигенеза в зависимости от состава обломочного материала, характера подземных вод и длительности самого процесса устанавливается в различных геологических регионах на неодинаковых глубинах. Так, в третичных отложениях Апшеронского полуострова верхняя граница этой зоны проходит ниже 5000 м, в палеозойских породах Русской платформы — на глубине 1300—1700 м. В осадочной толще Днепровско-Донецкой впадины положение зоны глубинного эпигенеза еще не установлено.

Н. В. Логвиненко (1957), рассматривая вопрос об эпигенезе донецких каменноугольных пород, отметил площадную зональность последнего на территории Большого Донбасса. По его данным, зона нормального эпигенеза включает территорию, переходную между платформой и Донецкой геосинклиналью, и внешнюю окраинную часть геосинклинали; зона прогрессивного эпигенеза располагается во внешней части Донецкой геосинклинали, соответствующей району развития спекающихся углей; зона начального метаморфизма совпадает с внутренней частью Донецкой геосинклинали, где развиты тощие угли и антрациты.

По мнению Н. В. Логвиненко (1959), все отложения на территории Донбасса моложе среднего карбона, а в Днепровско-Донецкой впадине также средний, нижний карбон и девон подверглись только нормальному эпигенезу.

В связи с глубоким бурением в пределах Днепровско-Донецкой впадины появилась возможность рассмотреть зональность эпигенеза по вертикали. Нами были изучены характер и интенсивность проявления процессов эпигенеза в юго-восточной части впадины по материалам литологических исследований главным образом отложений верхнего карбона структур: Качановской (северный борт), Глинско-Розышевской, Бельской, Колонтаевской (центральный грабен), Октябрьской (южный борт), Шебелинской, Северо-Голубовской, Шевченко-Спываковской и Славянской (переходная область от впадины к складчатому Донбассу). Благодаря сложному тектоническому строению указанной территории, кровля пород верхнего карбона залегает здесь на различных глубинах, в среднем от 1000 до 2500 м, а мощность колеблется от 300 до 1500 м. Отложения верхнего карбона представлены песчаниками, алевролитами, глинистыми породами с малоомощными прослоями известняков (Долуда, Литвин, Погребняк, 1962; Кожич-Зеленко, 1961). В пределах переходной области были встречены также прослой углей нерабочей мощности.

Известно, что наиболее чувствительным к изменению давления и температуры является органическое вещество и что угли различных марок могут характеризовать определенные зоны эпигенеза: бурые и длиннопламенные — зону нормального эпигенеза, спекающиеся — зону прогрессивного эпигенеза. Угли, встречающиеся в верхнем карбоне переходной области, — каменные, содержащие в них летучих компонентов колеблется от 35 до 54% на массу органического вещества*. Длиннопламенные угли ($V_r > 44\%$) прослеживаются на этой территории до глубины 2000 м, ниже которой распространены газовые угли ($V_r = 35—37,5\%$), приближающиеся по содержанию летучих компонентов к марке ГЖ (Балаклейская, Шебелинская и Спываковская площади).

Глинистые породы верхнего карбона по мере увеличения глубины залегания теряют межслоевую воду, уплотняются и переходят в неразмочающие в воде аргиллиты. По степени уплотненности среди них могут быть выделены: 1) глины уплотненные (непластичные в сухом состоянии, но сразу размокающие в воде), 2) глины аргиллитоподобные (размокают в воде в течение суток и при разминании становятся пластичными), 3) аргиллиты (не размокают в воде).

Глины уплотненные встречаются на бортах и в центральной части впадины до глубины 2000—2500 м. Ниже обычно распространены глины аргиллитоподобные, а с глубины 3000 м появляются аргиллиты. В случае обогащения органическим веществом неразмочающие в воде углистые аргиллиты наблюдались и на глубинах менее 3000 м.

В переходной области от впадины к складчатому Донбассу аргиллиты появляются в разрезе верхнего карбона несколько выше, чем в центральной части впадины. Так, на Славянской и Спываковской площадях они обнаружены на глубине 1500 м.

Минеральный состав глинистых пород многокомпонентный. Основной их составной частью являются гидрослюды типа гидромусковита с большей или меньшей примесью несовершенного по структуре каолинита и более редко встречающегося диоктаэдрического монтмориллонита. Из других аутигенных и аллотигенных минералов присутствуют кварц, карбонаты, окислы и гидроокислы железа. В глинистых породах переходной области ((Шебелинская и Спываковская структуры) наблюдаются мелкие чешуйки хлорита, развивающегося по обломочному биотиту. С увеличением глубины залегания, а также по мере приближения к складчатому Донбассу, гидроокислы железа в глинистых породах переходят в окисные соединения. Кроме того, намечается слабая переработка гидрослюды, проявляющаяся в увеличении их показателей преломления, а также в отсутствии примеси монтмориллонита в аргиллитах.

* Химико-технологический анализ углей произведен трестом «Артемгеология».

Песчано-алевритовые породы верхнего карбона изученной территории характеризуются мезомиктовым составом обломочного материала с небольшими отклонениями в ту или иную сторону (Долуда, Литвин, Погребняк, 1962; Литвин, 1962). Их основными породообразующими минералами являются кварц, полевые шпаты и слюды. Из акцессорных аллотигенных минералов обычно присутствуют циркон, гранат, турмалин, рутил, апатит, монацит, ильменит, лейкоксен, спорадически встречается дистен, ставролит, корунд, дозид, шпинель, магнетит, ксенотим, эпидот, сфен и др. Аутигенные минералы представлены карбонатами (кальцит, доломит, анкерит, сидерит), сульфатами (барит, ангидрит), окислами и гидроокислами железа, каолинитом и хлоритом.

Эпигенетические изменения аллотигенных минералов песчано-алевритовых пород проявляются главным образом в образовании специфических разновидностей, возникающих в результате растворения и регенерации обломочных зерен. Так, в пределах переходной области, на глубинах более 2500 м, широко развиты регенерированные зерна кварца, полевых шпатов, реже апатита, с глубины 1500 м появляются гранаты с бугорчатой и шиповидной поверхностями, к которым на глубинах 2300—3000 м присоединяются гранаты со ступенчатой поверхностью (Литвин, 1962). На глубинах 2300—3000 м в некоторых случаях отмечается массовое появление аутигенного анатаза, развивающегося по лейкоксену, рутилу и иногда по биотиту. В центральной грабене и на бортах впадины указанные изменения аллотигенных минералов наблюдаются на несколько большей глубине, чем в переходной области.

Изменения слюд начинаются, по-видимому, еще в стадии седиментогенеза и диагенеза при существовании условий, наиболее благоприятных для их гидратации. Вполне возможно, что с этими стадиями связаны и процессы аморфизации биотита. Наибольшее количество аморфизованного биотита, при одинаковых условиях залегания, было отмечено нами в континентальных и переходного типа отложениях, наименьшее — в морских отложениях. Более определенно можно отнести к эпигенетическим изменениям процессы мусковитизации и хлоритизации биотита, отмеченные на глубинах 2300—2500 м. Указанные изменения биотита описаны А. В. Копелиовичем, А. Г. Коссовской и В. Д. Шутовым (1961, 1956) в породах зоны глубинного эпигенеза платформенных отложений.

Аутигенными минералами зоны эпигенеза в песчано-алевритовых породах верхнего карбона являются кальцит, анкерит, ангидрит, каолинит, вторичный кварц, хлорит. Карбонаты и сульфаты наблюдаются в виде крупных пойкилитовых зерен в цементе песчаников и по трещинам в алевритовых, глинистых породах и известняках. Они широко распространены в верхнем карбоне Шебелинской структуры, а также встречаются на Колонтаевской, Качановской, Октябрьской и других структурах юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины (Долуда, Литвин, 1961).

Эпигенетический кварц и хлорит прослеживаются в цементах песчаных пород верхнего карбона, начиная с глубины 1000 м, однако наибольшее их развитие наблюдается с глубины 2000—3000 м при наличии благоприятных геохимических условий.

Таким образом, отмеченные выше изменения морфологических особенностей зерен кварца, полевых шпатов и гранатов, связанные с процессами регенерации и растворения, начинают проявляться на территории впадины с глубин более 1000 м, а максимального развития достигают на глубинах свыше 2500—3000 м.

Еще более отчетливо проявляется по мере увеличения глубины залегания степень уплотненности пород, что связано с заметным уменьшением их пористости. Изучение разреза верхнего карбона Шебелинской структуры (переходная область) показало, что наилучшими коллекторскими свойствами обладают песчаные породы до глубины 2300 м, имеющие открытую пористость порядка 10—20%, проницаемость до 10 мл/дарси и содержащие промысленные скопления горючего газа (Долуда, Литвин, 1962). По мере увеличения глубины залегания песчаники становятся более плотными и на глубинах свыше 2900 м имеют небольшую пористость (3—8%) и практически непроницаемые. По направлению к центральной части Днепровско-Донецкой впадины степень уплотненности песчаных пород несколько уменьшается. На глубине около 3000 м песчаники верхнего карбона на Колонтаевской, Глинско-Розышевской и других площадях сохраняют довольно высокую открытую пористость (10—20%) и проницаемость (10—500 мл/дарси) за исключением песчаников с базальным карбонатным цементом. В этом же направлении увеличивается глубина распространения уплотненных и аргиллитоподобных глин. По направлению к складчатому Донбассу плотность песчаных пород довольно резко возрастает и уже на Спиваковской и Славянской структурах песчаники с открытой пористостью более 11% не встречаются ниже 1500 м, а аргиллиты появляются на глубине 1200—1500 м.

Процесс уплотнения структуры в песчано-алевритовых породах верхнего карбона происходит одновременно с изменением характера цементации. При этом обычно количество цемента (за исключением карбонатного) заметно уменьшается с одновременным изменением его структуры и состава. В центральной части впадины, на глубинах 2000—3000 м и в переходной области на глубинах 1500—2500 м, цементирующее вещество заполняет поровые промежутки между зернами и встречается на их контактах.

Основными его составными компонентами являются гидрослюды, плохо окристаллизованный каолинит, небольшая примесь тонкоперетертого обломочного материала, карбонаты и сульфаты. Ниже указанных глубин обломочные зерна в песчано-алевритовых породах сближаются и в большинстве случаев соприкасаются друг с другом. При этом, благодаря большому давлению, происходит вдавливание одних зерен в другие с образованием микростилолитовых швов (Копелювич, 1958). Широкое развитие получает вторичный кварц, образующий тонкие регенерационные каемки вокруг обломочных зерен.

С еще большим увеличением глубины начинается процесс «восстановления» мусковитовых гидрослюд в серицит, который характерен, по данным А. В. Копелювича, А. Г. Коссовской и В. Д. Шутова (1961), для наиболее глубоко эпигенетически измененных пород, приближающихся к зоне протометаморфизма. Такое «восстановление» мусковитовых гидрослюд наблюдается в цементе песчаников верхнего карбона Спиваковской структуры на глубинах более 2500 м и среднего карбона Шебелинской структуры ниже 4200 м. В пределах центральной части Днепровско-Донецкой впадины проявление этого процесса в породах верхнего карбона, вскрытых буровыми скважинами до глубины 3300 м, не наблюдалось.

Необходимо отметить, что повышение интенсивности процессов эпигенеза в отложениях верхнего карбона на границе со складчатым Донбассом установлено в центральных частях антиклинальных структур. Вполне возможно, что на крыльях этих структур, по аналогии с открытым Донбассом, степень уплотненности пород будет несколько меньшей.

Приведенные выше данные дают возможность сделать следующие выводы:

1. На территории юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины проявление процессов эпигенеза в отложениях верхнего карбона достаточно четко прослеживается с глубины 1000—1500 м. Интенсивность эпигенетического изменения пород возрастает от центральной части Днепровско-Донецкой впадины по направлению к складчатому Донбассу.

2. Зона начального эпигенеза в пределах изученной территории имеет мощность 1000—2000 м. Ее нижняя граница проходит на глубине 1000—1200 м вблизи складчатого Донбасса, постепенно опускаясь до глубины 3000 м в переходной области и свыше 3000 м в центральной части Днепровско-Донецкой впадины. В этой зоне песчаники сохраняют относительно высокую пористость, а глинистые породы представлены уплотненными и аргиллитоподобными глинами. Процессы регенерации обломочных зерен развиты слабо, широко распространены аутигенные глинистые и карбонатные минералы.

3. Зона глубинного эпигенеза, расположенная в юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины на глубинах свыше 2000—4000 м, характеризуется большой плотностью пород. Глинистые породы представлены здесь аргиллитами, песчаники обладают небольшой пористостью (5—10%) и почти непроницаемы. Спещифическими признаками этой зоны являются широкое развитие регенерированных зерен кварца и полевых шпатов, гранатов со ступенчатой поверхностью, наличие микростилолитовых швов и регенерационного кварцевого цемента в песчаниках. Мощность зоны глубинного эпигенеза, по имеющимся в настоящее время данным, достигает более 1000 м. Нефтяные и газовые залежи в этой зоне могут быть приурочены, главным образом, к трещиноватым участкам, возникающим при литификации пород и тектонических движениях.

ЛИТЕРАТУРА

- Бондарчук В. Г. Геология Украины. Изд-во АН УССР, Киев, 1959.
- Воробьев Б. С. Стратиграфические уровни нефтегазонакопления в Днепровско-Донецкой впадине. Нефтяная и газовая промышленность, № 2, 1961.
- Долуда М. Е., Литвин С. В. О вторичных сульфатах и отложениях карбона Шебелинской и сопредельных структур. Докл. АН СССР, т. 139, № 3, 1961.
- Долуда М. Е., Литвин С. В. Влияние цемента на коллекторские свойства каменноугольных пород Шебелинской площади. Геология нефти и газа, № 8, 1962.
- Долуда М. Е., Литвин С. В. и Погребняк В. А. К литологии и стратиграфии верхнего карбона области, переходной от Донбасса к Днепровско-Донецкой впадине. Докл. АН СССР, т. 145, № 6, 1962.
- Кожич-Зеленко М. П. Литология каменноугольных отложений западного сектора Большого Донбасса. Изд-во АН УССР, 1961.
- Копелювич А. В. Особенности эпигенеза песчаников могилевской свиты юго-запада Русской платформы и некоторые вопросы, с ними связанные. Изв. АН СССР, сер. геол., № 11, 1958.
- Копелювич А. В., Коссовская А. Г., Шутов В. Д. О некоторых особенностях эпигенеза терригенных отложений платформенных и геосинклинальных областей. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1961.
- Коссовская А. Г., Логвиненко Н. В. и Шутов В. Д. О стадиях формирования и изменения терригенных пород. Докл. АН СССР, т. 116, № 2, 1957.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Вopr. минералогии осадочн. образований, кн. 3—4, Львов, 1956.

- Литвин С. В. О типоморфных разновидностях гранатов в отложениях верхнего карбона Днепровско-Донецкой впадины и окраин Донбасса. Докл. АН СССР, т. 145, № 4, 1962.
- Логвиненко Н. В. О позднем диагенезе (эпигенезе) донецких карбоновых пород. Изв. АН СССР, сер. геол., № 7, 1957.
- Логвиненко Н. В. О характере изменений каменноугольных пород в юго-восточном секторе Большого Донбасса. Докл. АН СССР, т. 126, № 3, 1959.
- Рухин Л. Б. Вопр. минералогии осадочн. образований, кн. 3—4, Львов, 1956.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1, Изд-во АН СССР, 1960.

Украинский заочный политехнический институт
Харьков

Дата поступления
10 января 1963 г.

О ФЛЮОРИТЕ В ФОСФОРИТАХ

Н. А. КРАСИЛЬНИКОВА

В литературе имеются весьма скудные сведения о наличии флюорита в фосфоритах осадочного морского происхождения. В незначительных количествах был найден флюорит в фосфоритах Скалистых гор Северной Америки и в Палестине (Бушинский, 1936). Небольшие включения флюорита отмечены А. Г. Трухачевой в метаморфизованных разновидностях фосфоритов Чулак-Тау, а А. М. Тушиной флюорит буроватого цвета обнаружен в нерастворимом остатке кремнистого фосфорита месторождения Джаны-Тас.

Описанные случаи нахождения флюорита в фосфоритах являются минералогической редкостью и не характерны для фосфоритов каждого из перечисленных месторождений.

Иная картина наблюдается в карбонатных фосфоритах Горной Шории, где фосфориты и фосфатизированные породы содержат флюорит в весьма заметных количествах — 2—3% (Красильникова и др., 1961).

Фосфоритоносная толща Горношорского бассейна располагается в верхней части енисейской свиты, геологический возраст которой условно определяется рифейским (Спандерашвили, 1962). Она слагается преимущественно доломитами с довольно широкой гаммой переходных разновидностей к известнякам. Для этой толщи характерны брекчиевые и органогенные структуры пород, причем последние обусловлены наличием многочисленных слоистых водорослей.

Фосфориты образуют пластобразные залежи и характеризуются довольно однообразным минеральным составом: основными минералами породы являются доломит, кальцит, фосфат и флюорит. В небольшом количестве (до 1%) присутствуют кварц, органическое вещество (~0,5%), предстлавленное графитисто-углистыми частицами.

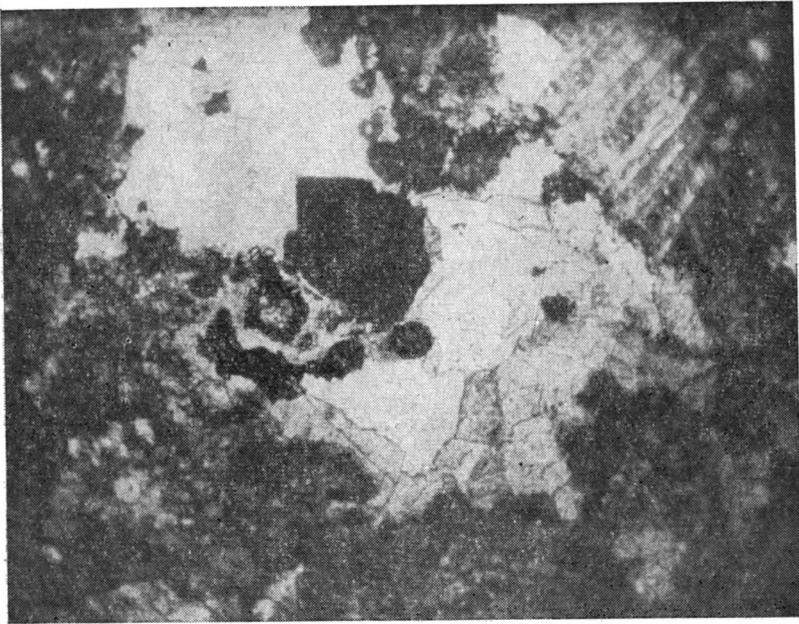
Среди фосфоритов имеется несколько текстурно-структурных разновидностей — тонкозернистый, брекчиевый, брекчиевидный и тонкослоистый. Флюорит встречается во всех разновидностях фосфоритов, но наибольшее количество его содержат брекчиевые и брекчиевидные. Флюорит обычно слагает гнезда и тонкие прожилки в фосфоритах и фосфатизированных породах, где он присутствует совместно с зернами кальцита и доломита, отличающимися хорошо выраженной кристаллической огранкой. Они образовались в более позднюю стадию жизни породы, чем основная масса тонкозернистого карбоната. Значительно реже флюорит сопровождается агрегатами мозаичного кварца. Размер таких гнезд сильно варьирует — от нескольких миллиметров до 2—3 см. Форма их разная и чаще всего неправильная (фиг. 1). Наблюдаются интересные разновидности фосфорита с очковой текстурой, в которых на общем темно-сером фоне тонкозернистого карбонатного фосфорита располагаются светлые гнезда кальцита, в центре которых находятся скопления флюорита.

Флюорит встречается в виде мелких (0,003—0,5 мм и до 0,5 см), хорошо ограниченных кристалликов и их сростков. Окраска флюорита изменчива — от бесцветной до темно-фиолетовой. Доминирует флюорит яркого фиолетового цвета. Наблюдаются кристаллы флюорита с более темным ядром и прозрачными, почти бесцветными периферическими частями. Удельный вес флюорита меняется в пределах 3,15—3,20.

Химический анализ (аналитик И. Г. Партола) чистых кристаллов флюорита показал следующий состав (в процентах) (обр. 458): CaO — 51,25; F — 48,70; MgO — следы, CO₂ — следы.

По данным спектрального анализа того же образца флюорита, в нем содержатся примеси в количестве сотых долей % Mg, Ba и в количестве тысячных долей % — Si, Al, Fe, Cu. Других элементов не обнаружено.

Интересно, что в том же образце фосфорита, из которого были взяты для анализа кристаллы флюорита, спектральный анализ показал несколько иной состав примесей. Здесь были установлены: десятые доли % — Si, сотые доли % Fe, Mn, Na, Sr, Be, тысячные доли % — Al, Cu и десятитысячные — Li.



Фиг. 1. Кальцито-флюоритовое гнездо в карбонатном тонкозернистом фосфорите. Николи+, увеличение 80
1 — флюорит; 2 — кальцит; 3 — фосфатно-карбонатная масса



Фиг. 2. Флюорит в фосфатизированном доломите. Увеличение 80, николи II. Светлое — фосфатизированный доломит, темное — флюорит

Формы проявления флюорита (гнезда, прожилки) указывают на образование его в постседиментационную стадию жизни породы, а его локализация в породах фосфатонесной толщи свидетельствует о перемещении в ней фтористых соединений.

Отличия в составе и количестве примесей во флюорите и вмещающем его фосфорите, которые показали спектральные анализы, подтверждают как одновременность процесса образования того и другого, так и различия их генезиса.

Флюорит встречается в фосфоритах и фосфатсодержащих породах на всех известных в настоящее время участках развития фосфоритонесной толщи на площади Горношорского фосфоритонесного бассейна: на участках Белка, Нымзас, Оингол, Мрас-Су, Онзак и Колзас.

Вопрос об образовании флюорита в фосфоритах Горной Шории представляет большой интерес как в теоретическом отношении, так и для практики поисковых работ. При этом наиболее существенным является вопрос об источнике фтора, ибо наложенный вторичный характер флюоритизации, как выше было указано, не вызывает сомнений.

Возможность образования флюорита в карбонатных породах в результате воздействия на них фторсодержащих растворов доказывается как геологическими наблюдениями, так и экспериментальными исследованиями. В этом отношении представляют большой интерес опыты, проведенные Л. Л. Эмис (Ames, 1961). После пропускания щелочных фосфорсодержащих растворов через известняк наблюдалось частичное замещение кальцита флюоритом.

Рассмотрим возможные источники фтора для образования флюорита.

1. В литературе описаны случаи образования вторичного флюорита в гипсонесной доломитовой толще кембрийского возраста Алданского района (Ходак, 1956 а, б) в результате перемещения и последующего выпадения из растворов первично-осадочного флюорита, сингенетичного доломиту.

Можно предположить, что сингенетичный флюорит свойствен также доломитам фосфоритонесной толщи Горной Шории. Но при просмотре и изучении большого каменного материала фосфоритонесной толщи этого района сингенетичный флюорит не был обнаружен. Кроме того, все находки флюорита тесно связаны с фосфоритонесными породами, а характер выделения флюорита в доломитах свидетельствует о постседиментационном его образовании (фиг. 2).

Известно также, что осадочный флюорит свойствен галогенным фациям (Бушинский, 1961; Казаков, Соколова, 1950), в то время как фосфатно-карбонатная толща описываемого района характеризуется широким развитием синезеленых водорослей, живших в условиях морской среды нормальной солености.

Эти положения подтверждаются также экспериментальными работами А. В. Казакова, доказавшего несовместимость образования фосфата и флюорита (Казаков, Соколова, 1950).

Исходя из изложенного, мы считаем для рассматриваемого района маловероятным предположение об источнике фтора в виде сингенетичного флюорита доломитовых пород.

2. Вторым возможным источником фтора могли быть магматические фумарольные и гидротермальные процессы.

В районе Белкинского месторождения в толще пород енисейской свиты довольно широко распространены дайки мощностью от 0,2 до 10 м, сложенные диоритами, микродиоритами, порфиритами и габбро-диоритами. Породы даек, как показало их минералогическое изучение, флюорита не содержат.

Наблюдения за распределением флюорита в карбонатно-фосфатных породах не показали связи между его скоплениями и дайками. Кроме того, подобные дайки широко развиты и в поле развития пород, не характеризующихся наличием фосфата. Однако флюорит в заметных количествах встречается только в породах фосфатсодержащей толщи. Следовательно, и этот источник фтора для флюоритообразования в Горношорском фосфоритонесном бассейне весьма сомнителен.

3. Источником фтора для образования флюорита могли явиться сами фосфориты. Фосфатное вещество фосфоритов Белкинского месторождения и других участков бассейна в основном представлено фторапатитом, присутствующим в тонкокристаллической разновидности и, следовательно, содержит значительное количество фтора.

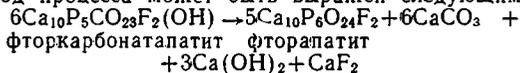
Геологические наблюдения показывают, что в фосфатонесной толще флюоритизация тесно связана с содержанием фосфата. Как правило, слабо фосфатизированные породы содержат незначительное количество флюорита, а все разновидности фосфоритов содержат флюорит в количестве нескольких процентов. Наибольшее количество флюорита и наиболее крупные по размерам гнезда, им сложенные, характерны для фосфоритов брекчневидной структуры, содержащие 8—10% P_2O_5 .

Фосфориты Горношорского бассейна несут явные следы метаморфизма, выражающиеся в кристаллической структуре фосфатного вещества, в присутствии органического вещества в виде графитистых и углистых частиц.

В связи с этим вполне возможно, что в процессе метаморфизма первоначально осадочный фторкарбонатапатит, обычный минерал седиментационных фосфоритов, те-

ря часть фтора, перешел во фторapatит. Освободившийся таким путем фтор вступал в соединение с кальцитом, присутствие которого в растворе объясняется обилием его в карбонатных породах, и, достигая насыщения, выпадал в осадок, заполняя вместе с вторичным кальцитом поры, пустоты и трещины.

Схематически ход процесса может быть выражен следующим образом:



Возможность такого процесса экспериментально доказана работами А. И. Смирнова и Н. Г. Фрийдмана, получившими из фторкарбонатapatита при температуре 800—1000° фторapatит, флюорит и известь с весовыми соотношениями (в %).

Фторapatит $\text{Ca}_{10}\text{P}_6\text{O}_{24}\text{F}_2$	— 84,85
флюорит CaF_2	— 1,31
известь CaO	— 8,49
вода H_2O	— 0,91
углекислота CO_2	— 4,44

В результате этой сложной жизни карбонатно-фосфатных пород описываемого района флюорит и фосфат находятся совместно в одной породе — в фосфорите. Однако их нельзя считать здесь парагенетическими минералами. Тем не менее на примере Горношорского бассейна видно, что образование флюорита в фосфоритоносной толще связано с фтором фосфатного минерала. Следовательно, в конкретных геологических условиях Горной Шории, где уже известно региональное «заражение» флюоритом, наличие его должно насторожить геолога и подсказать ему необходимость проверки фосфоритоносности пород. Отсюда нельзя, конечно, делать вывод об обязательном присутствии фосфоритов там, где встречен флюорит, так как происхождение последнего может быть связано с процессами, ничего общего не имеющими с фосфоритообразованием (гидротермы, осаждение флюорита в условиях галогенной фации).

Следует отметить, что известные фосфориты других районов Алтае-Саянской складчатой области (Кузнецкий Алатау, Восточный Саян) — однообразные горношорским и представленные в большинстве случаев кремнистыми разностями, не содержат видимых включений флюорита.

ЛИТЕРАТУРА

- Бушинский Г. И. К вопросу о генезисе флюорита в осадочных породах. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1936.
- Казаков А. В., Соколова Е. И. Условия образования флюорита в осадочных породах (флюоритовая система). Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 114, сер. геол., 1950.
- Красильникова Н. А., Шмелькова Ю. Ф., Гуревич Б. Г., Оболенская Г. А. Прогнозная оценка фосфоритоносности районов Сибири и Дальнего Востока. Сов. геология, № 9, 1961.
- Спандерашвили Г. И. Фосфориты Горной Шории. Сов. геология, № 5, 1962.
- Ходак Ю. А. О флюорите из нижнекембрийских пород Алданского района Якутской АССР, Докл. АН СССР, т. 106, № 3, 1956а.
- Ходак Ю. А. Вторичные минералы нижнекембрийских отложений Алданского района Якутской АССР, Тр. Геол. ин-та, вып. 5, 1956б.
- Ames L. L., The metasomatic replacement of limestones by alkaline, fluoride-bearing solutions. Econ. Geol., v. 56, № 4, 1961.

Государственный институт горнохимического сырья
Москва

Дата поступления
15.IV.63 г.

УДК 551.761.3(575.4)

О ВОЗМОЖНОСТИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВРЕМЕНИ ОБРАЗОВАНИЯ ДИСЛОКАЦИИ ПО АБСОЛЮТНОМУ ВОЗРАСТУ АУТИГЕННЫХ МИНЕРАЛОВ

В. И. МУРАВЬЕВ, Е. М. КОЛЕСНИКОВ

В Восточном Каратау (Мангышлак), в верховьях Сары-Ковах-Сая обнажается своеобразная толща ржаво-желтых глыбовых тектонических брекчий. Брекчия развита в восточной части железорудной полосы Беш-Кемпира и выполняется трещинный разлом, прослеживаемый в этом районе в поле развития отложений верхов каратауского комплекса (карадуанской и акмышской свит верхнего триаса).

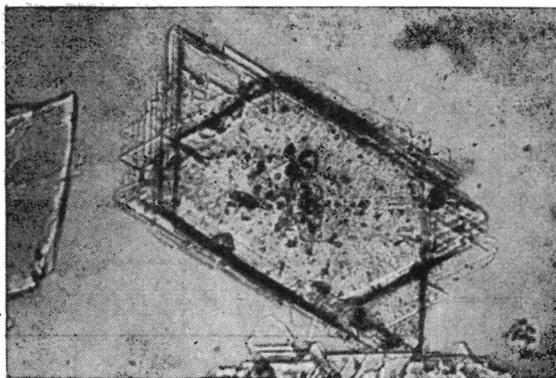
Глыбы и обломки брекчий представлены перекристаллизованными слабо доломитизированными известняками, прекрасно сохранившими текстурные признаки первичных пород низов акмышской свиты ($T_3^{ак}$). В спектре обломков узнаются плитчатые песчанистые известняки, раковинные известняки с реликтами перекристаллизованного раковинного детрита, тонкоплитчатые глинисто-слоистые известняки и массивные карбонатные песчаники, слагающие акмышскую свиту Каратау.

В обломках тектонических брекчий в основную перекристаллизованную карбонатную массу включены многочисленные новообразования минералов, полностью или почти полностью подменивших собой обломочные минералы, присутствовавшие в первичных породах. Размеры аутигенных минералов колеблются от сотых долей миллиметра до нескольких сантиметров. Широко развиты кварц, ортоклаз, альбит, мусковит, пирит и доломит, находящиеся в четких петрографических отношениях, позволяющих установить последовательность их возникновения.

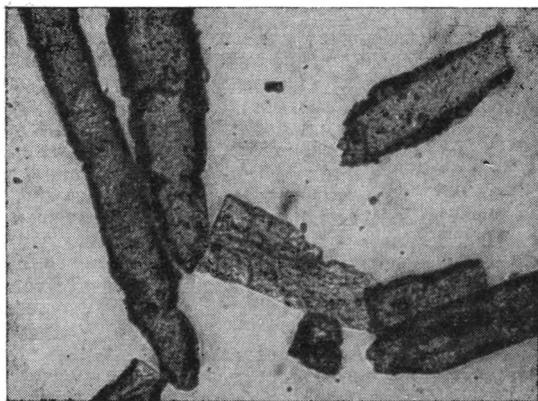
Наиболее ранними аутигенными образованиями, обладающими идиоморфными очертаниями и не включающими в себя других аутигенных минералов, являются альбит и мусковит. Кристаллы пирита облекают минеральные новообразования первой генерации, а крупные монокристаллы доломита включают многочисленные зерна аутигенных альбитов. Наиболее поздними аутигенными минералами являются кварц и ортоклаз. Эти минералы представлены крупными индивидами, захватывающими многочисленные включения, состоящие из аутигенных минералов более ранней генерации, в том числе альбит, мусковит и пирит. Абсолютное количество включений не превышает 2%.

Важно отметить, что комплекс аутигенных минералов в каждом обломке тесно связан с генетическим типом первичных пород. Так, ортоклаз развивается лишь в породах первично сильно обогащенных тонкодисперсной органической и минеральной примесью и наиболее показателен для обломков черных раковинных известняков акмышской свиты. Кварц и мусковит являются доминирующими аутигенными минералами в обломках плитчатых песчанистых известняков. Альбит развит практически во всех типах пород, сосредоточиваясь в наиболее тонких фракциях нерастворимого остатка (меньше 0,05). Реликты обломочных минералов в нерастворимых остатках брекчий практически отсутствуют.

Глубокий характер переработки исходного материала показателен лишь для комплекса пород тектонических брекчий, в породах же Каратауского комплекса, не вовлеченных в зону разлома, как в акмышской свите, так и в более древних свитах триаса и перми метаморфизация не привела к уничтожению или полной трансформации исходного обломочного материала. Изменение пермо-триасовых пород Каратау ограничивается их интенсивной хлоритизацией и переработкой седиментационных структур. Это позволяет сделать вывод о прямой связи процессов аутигенного минералообразования в тектонических брекчиях с механизмом разлома и брекчирования осадочных пород, вовлеченных в зону разлома.



Фиг. 1. Аутигенный мусковит, увел. 200×



Фиг. 2. Аутигенный ортоклаз, увел. 50×

Вместе с этим, наличие среди комплекса аутигенных минералов хорошо окристаллизованных мусковитов и калиевых полевых шпатов позволило использовать калий-аргоновый метод определения абсолютного возраста для установления времени образования (времени кристаллизации) этих минералов и, следовательно, для определения верхнего предела возраста активного существования разлома. Для решения этой задачи из крупных блоков тектонических брекчий были накоплены минеральные нерастворимые остатки, из которых в дальнейшем методами обогащения были выделены чистые минеральные разности аутигенного мусковита и ортоклаза (фиг. 1, 2).

Минералогическое изучение нерастворимых остатков показало, что наиболее рациональными для выделения мономинеральных фракций оказались размерные фракции в интервале от 0,16 до 0,10 мм для мусковита и от 0,40 до 0,10 мм для ортоклаза. Однако именно в этих размерных классах нерастворимых остатков концентрировались минимальные абсолютные количества новообразований, что заставило использовать до нескольких килограммов исходных пород для получения необходимых 9—10 г чистых минералов. Более крупные размерные фракции нерастворимых остатков были представлены минеральными агрегатами, а более тонкие классы — сильно разбавлены аутигенными альбитами.

Определение абсолютного возраста минералов велось калий-аргоновым методом и дало сравнительно близкие цифры (табл.).

Таблица 1

Проба	% К	А 10 ⁻⁹ г/г	% возд. А	Возраст млн лет*
ортоклаз	9,67	143,8	6,9	196,7±8
мусковит	7,77	109,1	17,5	186,7±10

* При расчете возраста использованы американские константы $\lambda_K=0,585 \cdot 10^{-10}$ лет⁻¹; $\lambda_A=4,72 \cdot 10^{-10}$ лет⁻¹.

Анализ табличных данных показывает, что формирование аутигенных минералов протекало в сравнительно узком интервале времени. С учетом возможной погрешности, цифры возрастов перекрывают друг друга, а различие во времени кристаллизации мусковита и ортоклаза — меньше ошибки эксперимента.

Опубликованные в последние годы работы Калла (Kuip, 1961) и Н. И. Полевой (1963) дают возможность сопоставить полученные результаты с соответствующими табличными данными абсолютной геохронологической шкалы. Значения возраста в 186—196 млн лет отвечают верхам триаса и, следовательно, совпадают с возрастом вовлеченных в брекчирование пород акмышской свиты.

Проведенное исследование показывает, что образование тектонических брекчий, генетически связанное с временем активного существования разлома, соответствует времени завершения формирования Каратаусского комплекса. К концу триаса приурочена и фаза складкообразования, дислоцировавшая толщу пермо-триаса Каратау. Совпадение цифр абсолютного возраста фазы аутигенного минералообразования в тектонических брекчиях и возраста вовлеченных в брекчирование пород однозначно свидетельствует о синхронности этапов завершения формирования Каратаусского комплекса и энергичных тектонических движений, дислоцировавших отложения пермо-триаса Каратау.

ЛИТЕРАТУРА

- Полевая Н. И. Глауконит как индикатор геологического времени и шкала абсолютной геохронологии. Автореф. диссертации на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук.
Kuip I. L. Geologic Time Scale, Science, v. 133, 1961.

Геологический институт
АН СССР
Москва

Дата поступления
7.VI.1963

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 553.43 (574.3)

К ВОПРОСУ О ГЕНЕЗИСЕ ДЖЕЗКАЗГАНСКОГО МЕДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

П. Т. ТАЖИБАЕВА

Опубликованная в 1962 г. работа Н. М. Страхова «Основы теории литогенеза» представляет собой глубокое обобщение результатов многолетних литологических исследований. В ней дана на основе современных геологических знаний стройная теория образования различных осадочных пород. Теоретически обобщен громадный материал различных исследований и сделаны выводы, дающие в известной мере возможность прогнозировать распространение многих ценнейших полезных ископаемых, в том числе и месторождений медных руд. Однако во второй главе третьего тома, определяя критерии для выделения ряда осадочных руд, автор относит уникальное Джезказганское медное месторождение к типу осадочных месторождений, с чем трудно согласиться.

В связи с этим считаем необходимым остановиться вкратце на вопросе о генезисе Джезказганского месторождения, положив в основу как данные многолетних исследований большой группы научных работников и геологов-практиков, так и на личные наблюдения.

Автор ставит в один ряд Джезказган, Приуралье, Мангышлак, Северную Родезию, Мансфельд и более молодые меденосные отложения Северной Киргизии, относя их все к осадочным образованиям. При этом «сорбентом» меди в бассейне седиментации для всех перечисленных месторождений принимается органическое вещество.

Этот довод никак не может быть признан правильным для Джезказгана. По данным детальных литолого-петрографических исследований, количество органического вещества в породах Центрального рудного поля Джезказгана настолько ничтожно, что оно не могло играть какой-либо практической роли в накоплении громадных запасов металла, имеющихся здесь. Цифры по содержанию органического углерода в породах Джезказгана, приведенные Л. Ф. Наркелюном (1960), вызывают сомнение, что уже не раз отмечалось в печати (Сатпаев, 1961, 1962, Жилинский и Сейфуллин, 1961).

Для того чтобы выяснить действительное положение с органическим углеродом в рудовмещающих породах Джезказганского месторождения, в лаборатории физико-химических свойств осадочных пород, руководимой М. В. Эйриш, сектора литологии Института геологических наук АН КазССР были проведены обширные исследования содержания органического углерода в рудах и в породах Джезказгана. Результаты этих исследований еще раз показали явную несостоятельность утверждений Л. Ф. Наркелюна.

Основная часть исследованных серых рудных песчаников Джезказгана содержит органический углерод в пределах от 0,01 до 0,03%. В редких случаях его содержание доходит до 0,07%*. Эти данные указывают на то, что в условиях Джезказганского месторождения органическое вещество не играло какой-либо роли в локализации меди, как не оказывало оно никакого влияния и на значение рН в бассейне в период накопления осадков джезказганской свиты.

Н. М. Страхов указывает, что в Джезказгане все меденосные толщи строго стратифицированы, все слои независимо от того, являются ли они рудоносными или безрудными, вполне аналогичны по химическому составу, физико-механическим и другим свойствам. Такой вывод не соответствует действительности. Нашими многолетними исследованиями установлено, что рудоносные песчаники заметно отличаются от безрудных. Интересным является тот факт, что серые рудоносные песчаники обогащены такими элементами, как кремнезем, магний, натрий и др., говорящими об особых процессах, имевших в них место. Послойное химическое исследование пород джезказган-

* Данные детальных исследований и методика определения органического углерода будут приведены в отдельной статье.

ской свиты показывает, что содержание отдельных элементов и их количественные соотношения не меняются от местоположения слоев. Как в нижних, так и в верхних горизонтах джезказганской свиты содержание тех или иных элементов аналогично. Различия в химическом составе наблюдаются только у красных и серых разностей пород.

Содержание кремнезема в серых разностях песчаников колеблется от 61 до 74%, в то время как в красных песчаниках кремнезем составляет 29—65, а в красных алевритовых 38%. Количество магния в серых песчаниках колеблется в пределах до 4%, в то время как в красных песчаниках оно составляет 1,27—1,78%. Содержание натрия в серых песчаниках колеблется в пределах 3—5%, а в красных песчаниках — в пределах 1,80—3,39%.

Таким образом, химический состав указывает на большую обогащенность серых песчаников кремнеземом по сравнению с безрудными красными песчаниками. Даже красновато-серые и серовато-красные песчаники обогащены этим элементом больше, чем красные.

Аналогичное различие наблюдается и в физико-механических свойствах. Содержание гигроскопической влаги и коэффициент пористости в нерудных песчаниках выше, чем у рудных. Так, пористость серых рудных песчаников 0,75—5,8%, безрудных пород — 4,09—29,29%. Содержание влаги в серых песчаниках 0,17—0,78%, а в безрудных 0,77—2,92%. Объемные веса серых рудных песчаников 2,61—2,75, объемные веса безрудных 2,41—2,62.

Установлено, что величина пористости серых песчаников находится в прямой зависимости от степени рудного метаморфизма (Тажибаева, 1961). Серые песчаники первоначально обладали пористостью более высокой, чем другие породы. В настоящее время они обладают низкой пористостью. Чем сильнее проявился рудный метаморфизм в песчаниках, тем ниже их пористость. Это зависит также от степени оруденения. Иногда в сильно оруденелых песчаниках величина пористости падает до 0,07%. Такое различие в величинах пористости и других особенностях пород говорит о том, что рудные и безрудные песчаники имели неодинаковые физико-механические свойства. Это также свидетельствует об особых первичных свойствах рудоносных песчаников и о степени рудного метаморфизма, происходившего позднее.

Следует отметить, что серые песчаники лучше отсортированы по сравнению с другими породами. В них встречаются всего три гранулометрические фракции: 0,25—0,1; 0,1—0,05 и 0,05—0,01 мм, что по сравнению с другими разностями пород свидетельствует о хорошей сортированности кластического материала, сыгравшей большую роль при внедрении рудоносных растворов. При проникновении рудоносных растворов немаловажную роль играл первоначальный состав цемента, представленный полевошпатовым материалом, гидроокислами железа и пелитоморфным карбонатным веществом, легко вступающим в реакцию с рудными растворами. В вещественном составе цементирующего материала серых песчаников выделены первичный, сингенетичный материал (глинистое вещество, гидроокислы железа, частично пелитоморфное, карбонатное вещество) и компоненты в виде новообразований: хлорит, серицит, альбит, доломит и рудные минералы. Эти новообразования составляют основную часть цемента песчаников в Центральном рудном поле Джезказгана. Окислы и гидроокислы железа и глинистое вещество обычно составляют цемент безрудных песчаников. Содержание их в породе колеблется в пределах 23—69%. В серых песчаниках рудного поля количество вторичных новообразований в цементе достигает 58%, в то время как в песчаниках безрудных районов, не несущих оруденения и отдаленных от рудных тел, эти вторичные компоненты составляют всего 14—20%.

Отсюда видно, что вторичные компоненты возникли в серых песчаниках и именно в рудных районах, в которые проникали гидротермы.

Воздействие гидротерм не только изменило вещественный состав цемента, но и изменило характер цементации пород. Первичный тип цементации — базальный и сорприкосновения, возникший в процессе формирования пород, преобладает в песчаниках, отдаленных от рудных тел. В рудных песчаниках центрального Джезказгана, наоборот, преобладает вторичный тип цементации: выполнения пор, регенерации и раздвигания.

Все это говорит о том, что серые песчаники были подвергнуты более значительным изменениям локально, а именно в пределах Центрального рудного поля Джезказгана, где проходили рудоносные растворы и где локализовалось промышленное медное и полиметаллическое оруденение в определенных горизонтах и участках месторождения. Замещение цемента рудными минералами привело здесь к уменьшению его количества в серых рудных песчаниках по сравнению с безрудными породами. Гидротермальные растворы в тонкозернистые породы не проникали. Поэтому цемент забирает здесь значительную часть объема породы. В серых песчаниках рудные минералы заполняли все поры и пустоты породы и замещали значительную часть вещества цемента, а иногда и терригенных обломков. Это явление говорит о том, что серые рудоносные песчаники первоначально обладали высокой пористостью. Эти их особенности — карбонатный состав цемента, наличие полевошпатового материала, сингене-

тичных окислов железа и другие благоприятные условия — способствовали проникновению в них металлизированных гидротерм.

Таким образом, полученные нами и приведенные выше объективные данные никак не говорят в пользу осадочной гипотезы происхождения руд Джезказгана.

Все эти данные не говорят в пользу того постулата, который утверждает, что стратиграфический контроль оруденения не может быть объяснен особыми свойствами рудовмещающих пород. Фактический материал, наоборот, говорит за то, что стратиграфический контроль оруденения объясняется особыми свойствами рудовмещающих пород, а также указывает на особые эпигенетические процессы, происходившие в серых рудных песчаниках (Сатпаева, 1958).

Главную роль здесь безусловно сыграла тектоника, на которую более остро реагировали те же серые песчаники, как более хрупкие породы. Следовательно, Джезказган не может быть поставлен в один ряд с такими мелкими по масштабу осадочными месторождениями, какими являются Ленское и Приуралье, а тем более Северная Киргизия, не представляющие никакого промышленного интереса. Между тем Джезказган и все мелкие и, несомненно, осадочные месторождения ставятся Н. М. Страховым в один ряд и независимо от возраста, характера минерализации, промышленных запасов и ряда других важнейших признаков относятся к единой, непрерывной «меденациональной эпохе» в истории Земли.

В Джезказганском месторождении мы имеем пластообразную минерализацию, которую никак нельзя объяснить с точки зрения осадочной теории, рассматривающей процесс меденационального накопления как постепенный, длительный, тянувшийся многие сотни миллионов лет. Возраст рудоносной джезказганской свиты нами определяется от среднего до верхнего карбона включительно. Трудно представить, что подобная пластообразная минерализация могла произойти в течение столь большого промежутка времени. Никакие материнские породы, даже с богатым содержанием меди, не были бы в состоянии обеспечить бассейн таким количеством меди, какое имеется в Джезказгане.

С достоверностью можно сказать, что до сего времени в древних породах, окружающих Джезказган, не встречены медные месторождения, которые могли бы послужить источником накопления меди в Джезказганском месторождении. Если считать, что залив, в котором, согласно осадочной теории, происходило накопление меди, отличался обилием органических веществ, то эти органические вещества, являясь сорбентами, поглотили бы медь и не дали бы руды, и мы не имели бы таких концентраций рудного вещества, какие имеем в действительности в Джезказгане.

Утверждение Н. М. Страхова, что в полимиктовых песчаниках содержится большое количество обломков эффузивов, не подтверждается действительными данными. Как показали петрографические исследования, обломки эффузивов в песчаниках джезказганской свиты составляют в среднем от 1 до 13%, в редких случаях содержание их достигает 20%. Единичные обломки эффузивов, которые действительно присутствуют в песчаниках Джезказгана, не могут послужить никаким серьезным объективным основанием для «гипотезы» об эффузивах, якобы явившихся первичной меденосной материнской породой при формировании руд Джезказганского месторождения.

Если допустить мысль о том, что породы джезказганской свиты образовались в условиях морского залива, то должны были бы присутствовать явные признаки морских отложений, что в действительности не наблюдается. Знаки ряби и волноприбойные знаки, встречающиеся в редких случаях в породах джезказганской свиты, недостаточны для обоснования этого вывода. Общеизвестно, что эти текстуры также встречаются и в континентальных отложениях, например, они могут быть в прибрежных частях озерных отложений. Трещины усыхания и следы дождевых капель (на которые так обращают внимание рудничные геологи), остатки четвероногих позвоночных, встречающиеся в редких случаях, свойственны также континентальным отложениям. Они указывают на осадочный генезис пород джезказганской свиты, но, конечно, никак не могут служить доказательством осадочного генезиса руд Джезказганского месторождения. Сухолюбивая флора, обнаруженная нами, представленная каламитами, астерокаламитами, кордантами, цикадовыми и особенно такими сухолюбивыми формами, как *Vittatina Lub* и особые, хвойные *Protodiploxypinus Lub*, не говорит в пользу осадочной гипотезы. Отсутствие признаков засоленности бассейна в период формирования рудоносной свиты также не указывает на отложения лагун и заливов. Характер залегающих пород джезказганской свиты, тенденция их распространения вблизи приподнятых участков не свидетельствуют о дельтовом их происхождении. Нашими многолетними исследованиями подтверждаются континентальные условия образования пород джезказганской свиты. Нами выделены фации: речные — русловые и озерные.

Утверждение о том, что медь в Джезказганский залив поступала из разрушавшихся девонских осадочных месторождений меди и в том числе из разрушавшихся эффузивов из районов Жаксы-Кон и Сюрт-Су, не обосновано. Эффузивы Жаксы-Кон и Сюрт-Су находятся далеко от бассейна седиментации — почти на 250—300 км. Медь, сносимая оттуда, никак не могла, минуя такие «жидкие» осадители, как известняко-

вые толщи фамена и нижнего карбона, доходить до бассейна седиментации, расположенного на таком отдаленном расстоянии. С другой стороны, известно, что в период отложения осадков джезказганской свиты, т. е. в среднем и верхнем карбоне, в Центральном Казахстане уже существовали континентальные условия. Об этом писал в своей монографии Н. Г. Кассин (1947). Он указывал, что средний каменноугольный период озаменован в Центральном Казахстане континентальными отложениями. Это осадки огромных озер, а также накопления у склонов гор, в предгорных долинах.

Эпоха накопления осадков джезказганской серии началась со второй половины среднего карбона и завершилась в нижней перми. Можно ли говорить о существовании в это время в районе Джезказгана морских условий? Конечно, нет. Наши исследования указывают только на континентальные условия.

В заключение хотелось бы отметить, что проведенные за последние годы поисково-разведочные работы в Джезказгане показали, что медные руды промышленного значения отсутствуют в так называемых «каламитовых» горизонтах. Следовательно, неправильно связывать наличие оруденения здесь с органическим веществом. Наоборот каламитовый горизонт в этих районах оказался неперспективным для меди. Поэтому искусственная приписка образования руд к органическому углероду не дает положительных результатов в деле открытия новых медных месторождений в так называемых Джезказганских заливах.

Н. М. Страхов указывает, что гипотеза осадочного генезиса для некоторых регионов «...лока не стала общепризнанной и генезис отдельных месторождений еще недостаточно ясен». Джезказган, по-видимому, отнесен им к числу месторождений, генезис которых признается «вероятно осадочным». Мы убеждены в том, что такой объективный исследователь, как Н. М. Страхов, при детальном ознакомлении с фактическими геологическими материалами по Джезказгану сам исключит его из описки «вероятно осадочного» месторождения.

ЛИТЕРАТУРА

- К а с с и н Н. Г. Материалы по палеогеографии Казахстана. Алма-Ата. Изд. АН КазССР, 1947.
- Н а р к е л ю н Л. Ф. Геология и генезис медистых песчаников Джезказгана. Изв. АН КиргизССР, сер. техники и естеств. наук, вып. I, 1960.
- С а т п а е в К. И. Основные элементы геологии и металлогении Джезказган-Улутауского района. В сб. Большой Джезказган. Изд. АН КазССР, 1961.
- С а т п а е в К. И. К новым успехам в изучении геологии и минеральных богатств Джезказган-Улутауского района. В сб. Большой Джезказган. Изд. АН КазССР, 1961.
- С а т п а е в К. И. Основные результаты комплексного изучения и вопросы генезиса Джезказгана. Геология рудных месторождений, № 3, 1962.
- С а т п а е в а Т. А. Генетические особенности месторождений типа медистых песчаников по результатам изучения минералогического состава руд. Изд. АН КазССР. Серия геологическая, вып. 1, 1957.
- Ж и л и н с к и й Г. Б. и С е й ф у л л и н С. Ш. О соотношении содержания органического углерода и меди, свинца и цинка в рудах Джезказгана. Вестн. АН КазССР, № 6, 1961.
- Т а ж и б а е в а П. Т. К литологии джезказганской серии пород. В сб. Большой Джезказган, Изд. АН КазССР, 1961.

Институт геологических наук
Алма-Ата

Дата поступления
28.VI.1963

УДК 553.43(574.3)

О НЕКОТОРЫХ ВОПРОСАХ ИЗУЧЕНИЯ ДЖЕЗКАЗГАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

(по поводу статьи П. Т. Тажибаевой)

Н. М. СТРАХОВ

Вопрос о генетической природе Джезказганского месторождения несомненно требует дальнейших исследований. Поэтому я отнюдь не имею ввиду вступать в полемику с П. Т. Тажибаевой и хотел бы только устранить некоторые фактические неточности в ее статье и обратить внимание на существенные методические вопросы, важные как раз для дальнейшей работы.

Так, утверждение будто в моей концепции органическое вещество играет роль сорбента для меди — неверно. Напротив, я считаю, опираясь на данные М. Н. Яков-

левой, что сорбция органическим веществом играет в концентрировании меди ничтожную роль. Основное — садка основных карбонатов меди из сильно карбонатных и щелочных речных и бассейновых вод. Органическое вещество действует не в седиментогенезе, а в диагенезе, порождая обилие H_2S в отдельных пунктах осадка, куда благодаря этому и тянутся — диффузно — Cu , Pb , Zn , оседая здесь в виде крайне мало растворимых сульфидов и обогащая осадок. Это совсем иной механизм, который П. Т. Тажибаева, видимо, ошибочно отождествила с сорбцией меди. Что касается количества $Сорг.$ в осадке, то ведь определяемые аналитические величины $Сорг.$ представляют собой остаточное органическое вещество пород. К нему нужно добавить еще то, которое пошло на редукцию железа, SO_4^{2-} , Cu . Расчеты такого рода были мной неоднократно опубликованы. Игнорировать эти массы исчезнувшей при редукции органики нельзя. Если же учесть их, то первичное содержание $Сорг.$ в серых песчаниках будет заметно отлично от содержания его в красноцветных породах.

Данные П. Т. Тажибаевой о физико-механических свойствах современных красных и серых песчаников, конечно, указывают на различия их в этом отношении. Но автор не попытался количественно снять влияние метаморфизма серых песчаников и реконструировать первоначальные (до метаморфизма) их физико-механические особенности. А в этом — главное. Таким образом, ее аргументы в данном случае бьют мимо. Несомненно, что джекказганские песчаники подвергались в некоторой степени метаморфизму, при котором их вещество в известной степени перераспределялось и появились даже связи с тектонической трещиноватостью пород. Но остается полностью неясным: вызван ли этот метаморфизм глубинными магматическими водами (гидротермальными), или же обычными вадозными, но нагретыми на глубинах до $t > 60^\circ$, т. е. ставшими по существу тоже гидротермальными. Действие этих вод на породы, вероятно, имеет много черт, сходных с действием магматических гидротермальных вод, и чтобы правильно распознать, с чем же в действительности мы имеем здесь дело, нужно научиться отличать действие магматических гидротермальных вод от действия нагретых вадозных вод. Этого делать пока не умеют, но научиться дифференцировать два эти конвергентных процесса необходимо. Это — актуальная задача стадийного анализа осадочных пород. К сожалению, П. Т. Тажибаева вообще игнорирует стадийный анализ и в этом ее крупный методический просчет.

И наконец, последнее. Когда я отнес Джекказганское месторождение, вслед за В. М. Поповым, В. С. Домаревым, Л. Ф. Наркелюном и другими исследователями, к числу осадочных, то главным и решающим было то, что руды локализованы здесь строго в определенной фациальной зоне и смещаются в разрезе при смещении самой этой зоны. Но ведь для осадочных месторождений всех элементов как раз самым характерным является их приуроченность к определенным фациям отложений — одной, двум, иногда более. Эта закономерность, которую П. Т. Тажибаева даже не упоминает, и определяет в моих представлениях генетический тип Джекказганского месторождения, несмотря на некоторые все еще остающиеся неясности. Дальнейшая работа в этом направлении также весьма актуальна.

Геологический институт АН СССР
Москва

**Опечатки, замеченные в № 1 за 1963 год
в статье В. Ф. Дерпгольца**

Страница	Таблица	Строка	Напечатано	Следует читать
49	2	12 снизу	1,4 1,4 13	1,9 1,9 18
49	2	11 снизу	9,1 9,3 87	8,6 8,8 82
49	2	1 снизу	83	87
56		6 сверху	Природа рудообразующего флюида.	Предположения о вулканическом тепле.

Поправка к подписи под фигурой в статье Н. Н. Карлова в № 2 за 1963 год.

Подпись под фигурой следует читать: вулканический пепел из среднеазиатского лёсса под микроскопом: *a* — остроугольные пластинчатые осколки пемзового стекла, *b* — то же, но с обтертыми углями, *c* — удлиненные волокнистые обломки стекла. Николи II, увел. 70.

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Авторы, направляющие статьи и заметки в журнал «Литология и полезные ископаемые», должны соблюдать следующие обязательные правила:

1. Работа представляется в окончательно подготовленном для печати виде.
2. Объем статей не должен превышать одного авторского листа (24 стр. машинописи), краткие сообщения и критические статьи — половины авторского листа.
3. Рукописи должны быть напечатаны на машинке с нормальным шрифтом, через два интервала, с оставлением полей с левой стороны (3—4 см). Страницы рукописи должны быть пронумерованы, включая таблицы. Рукописи, а также рисунки и фотографии представляются в двух экземплярах.
4. В конце статьи приводится полное название учреждения, где была выполнена работа, город, в котором оно находится, и полный адрес автора. Рукопись подписывается всеми авторами.
5. Все формулы вписываются чернилами или тушью от руки. Названия фауны и все тексты, приводимые в иностранной транскрипции, печатаются на машинке с латинским шрифтом. Особое внимание следует обращать на тщательное написание индексов и показателей степени. Необходимо делать ясное различие между заглавными и строчными буквами, подчеркивая заглавные буквы двумя черточками снизу, а строчные — сверху. Необходимо правильно вписывать сходные по написанию буквы как русские, так и латинские: h и n, g и q, l и e, I и J и др. Следует также делать различие между O (большим), o (малым) и 0 (нулем). Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие буквы — красным карандашом.
6. Сокращение слов, кроме общеупотребительных (например, и т. п., и т. д., I м, 2 кг), не допускается.
7. Все упоминаемые в статьях величины и единицы измерения должны соответствовать стандартным обозначениям.
8. Цифровые таблицы, например химических, минералогических и иных анализов, должны визироваться автором с указанием, по какой методике, где и кем были произведены эти анализы.
9. Список литературы дается в конце статьи. В список включаются только те работы, на которые есть ссылки в тексте. Фамилии авторов располагаются по алфавиту — сперва русскому, затем латинскому. В списке литературы приводятся следующие данные: фамилия и инициалы автора, название работы; далее для журналов — название журнала (в принятом сокращении), том, выпуск, год издания, а для книг — издательство, место и год издания.
10. Ссылки на литературу в тексте даются в скобках, где указывается фамилия автора без инициалов и год издания, например: (Федоров, 1949) или А. И. Федоров (1949).
11. Иностранные фамилии в тексте приводятся в русской транскрипции (в скобках — в иностранной, и только один раз), например: «по данным Р. Смита (Smith, 1956)»... В русской транскрипции даются и названия зарубежных месторождений, географических пунктов и пр.
12. Все иллюстрации прилагаются к рукописи отдельно; они должны быть пронумерованы и на обороте каждой из них надписываются фамилия автора, название статьи, а для фотографий в случае необходимости «верх» и «низ» и указывается принятое увеличение. Все обозначения на фигурах должны быть расшифрованы в подписях. Список подписей к фигурам прилагается на отдельном листе. На полях рукописи должны быть указаны места помещения фигур и таблиц, а в тексте сделаны ссылки на них.
13. Все фигуры (карты, профили, колонки) представляются четко выполненными и пригодными для окончательного перечерчивания с обязательным приложением всех условных знаков, имеющихся на фигуре. Карты должны иметь минимальное количество названий различных пунктов, необходимых для понимания текста. Чертежи могут представляться в различном масштабе, но с указанием автора о возможном максимальном их уменьшении.
14. Иллюстрирование статей картами, разрезами и фотографиями допускается лишь в полном соответствии с текстом. Максимальное количество фигур-чертежей — не более 3—5, фигур-фото — не более 5—6.
15. К статьям должны быть приложены краткие рефераты (1—2 стр., отпечатанные на машинке в двух экземплярах) (см. «Инструкция по составлению рефератов» на обложке № 1 журнала); к статьям объемом более половины авторского листа кроме того должны быть приложены аннотации (8—10 строк).
16. Редакция сохраняет за собой право сокращать присылаемые статьи и подвергать их правке, равно как и возвращать статьи без рассмотрения по существу в случае несоблюдения приведенных выше правил.
17. Авторам направляется корректура статьи. Никакие изменения и добавления по существу текста в корректуре не допускаются. В случае невозвращения автором корректуры в срок редакция правит корректуру своими силами. По выходе работы в свет автор получает 25 оттисков своей работы.

ВНИМАНИЮ ЧИТАТЕЛЕЙ!

Магазины «Академкнига» проводят широкую продажу научной литературы.

В магазинах «Академкнига» представлены издания Академии наук СССР, академий наук союзных республик, Издательства Восточной литературы, Вычислительного центра Академии наук СССР.

Вы можете купить книги по актуальным вопросам физики, астрономии, математики, химии, техники, геологии, биологии, истории, экономики, философии, права, литературы, искусства, языкознания.

АДРЕСА МАГАЗИНОВ «АКАДЕМКНИГА»:

Москва, ул. Горького, 6 (магазин № 1); Москва, ул. Вавилова, 55/5 (магазин № 2); Ленинград, Д-120, Литейный проспект, 57; Свердловск, ул. Беллинского, 71-в; Новосибирск, Красный проспект, 51; Киев, ул. Ленина, 42; Харьков, Уфимский пер., 4/6; Алма-Ата, ул. Фурманова, 129; Ташкент, ул. Карла Маркса, 29; Ташкент, ул. Ш. Руставели, 43; Баку, ул. Джапаридзе, 13.

Для удобства покупателей контора «Академкнига», ее отделения и магазины рассылают заинтересованным организациям и отдельным лицам информационный материал о книгах, готовящихся к печати, принимают предварительные заказы на эти книги и по мере их выхода в свет сообщают об этом заказчикам.

В города и другие населенные пункты, где нет магазинов или киосков «Академкнига», научные издания могут быть высланы наложенным платежом через магазин «Книга — почтой» конторы «Академкнига» (Москва, Центр, Б. Черкасский пер., 2/10) или ближайший магазин «Академкнига».

К сведению научных работников

В магазины и киоски «Академкнига», а также магазины книготоргов поступил тематический план выпуска литературы Издательства Академии наук СССР на 1984 год.

Заблаговременно заказывайте необходимую Вам литературу. Ваши заказы будут учтены при тиражировании.

***Научные работники! Пользуйтесь услугами
магазинов «Академкнига»***

«Академкнига»