

ISSN 0024-497X

• НАУКА •



ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

1
1994

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И., Кизильштейн Л. Я.</i> Сульфидообразование в области современного торфонакопления Рионского межгорного прогиба. Сообщение 1. Закономерности процессов сульфидообразования в торфяниках прибрежно-континентальной полосы Колхиды	3
<i>Осипенко А. Б., Егоров Ю. О., Фазлуллин С. М., Гавриленко Г. М., Шулькин В. И., Чертова Л. В.</i> Современная подводная гидротермальная деятельность в зоне Таупо-Роторуа (залив Пленги, Новая Зеландия)	29
<i>Дмитриев Ю. И., Горшков А. И., Дмитриева М. Т., Березовская В. В., Долинина Ю. В., Каленчук Г. Е., Муравицкая Г. Н.</i> Химизм базальтов, Fe — Mn-конкреций и корж с подводных гор северо-западной части Тихого океана	41
<i>Бебешев И. И.</i> История развития Тянь-Шаня в юре	56
<i>Недумов Р. И.</i> Проблемы литологии, геохимии и палеогеографии кайнозойских отложений Предкавказья. Сообщение 2. Влияние палеорек на особенности седиментации в бассейнах Предкавказья	69
<i>Гептнер А. Р., Ивановская Т. А., Ушатинская Г. Т.</i> К вопросу о биохемогенном происхождении слоистых силикатов глауконит-иллитового состава	79
<i>Сафронов В. Т.</i> Геохимические особенности и условия формирования углеродсодержащих пород ульдзит-гольского комплекса Центральной Монголии	92
<i>Горжевский Д. И., Донец А. И.</i> Происхождение парагенезиса цветных металлов и нафтидов в осадочных бассейнах карбонатного типа	101
<i>Кузьменко Ю. Т., Куклинский А. Я., Пименов Ю. Г.</i> Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности верхнего протерозоя района г. Москвы	109
<i>Краткие сообщения</i>	
<i>Харлашин А. П.</i> Золото в гипергенных фосфоритах Букантау (Северные Кызылкумы) . . .	119
<i>Загородных В. А.</i> Новый тип калийно-магниевого солей в цехштейне Южной Прибалтики	124
<i>Андреичева Л. Н.</i> Питающие провинции и их влияние на формирование состава морен Тимано-Печоро-Вычегодского региона	127
<i>Музыль Н. Г., Нишанходжаев Р. Н., Расулов У. М., Салибаев Г. Х., Ибрагимов Р. Н.</i> Верхнепалеоценовые горячие сланцы Средней Азии	131
<i>Тихомирова Н. С., Орлеанский В. К.</i> Моделирование фосфатоосаждения в лабораторных культурах цианобактерий	135
<i>Памяти В. Д. Шутова (1923—1981)</i>	141

CONTENTS

<i>Timofeev P. P., Bogolyubova L. I., Kizil'shtein L. Ya.</i> Sulphide formation in recent peat accumulation in the Rion intermontane deep. Communication 1. Sulphide formation processes in the peat deposits of the Kolkhida coastal strip	3
<i>Osipenko A. B., Yegorov Yu. O., Fazlullin S. M., Gavrilenko G. M., Shufkin V. I., Chertkova L. V.</i> Recent submarine hydrothermal activity in the Taupo-Rotorua zone (the Plenty Bay, New Zealand)	29
<i>Dmitriev Yu. I., Gorshkov A. I., Dmitrieva M. T., Berezovskaya V. V., Dolina Yu. V., Kalenchuk G. Ye., Muravitskaya G. N.</i> Chemism of basalts, Fe—Mn nodules and crusts obtained from sea mounts in the northwestern part of the Pacific Ocean	41
<i>Bebeshev I. I.</i> The evolution of Tien Shan in the Jurassic	56
<i>Nedumov R. I.</i> Problems of lithology, geochemistry, and paleogeography of Cenozoic deposits in the Pre-Caucasus. Communication 2. The influence of paleorivers on the sedimentation in the basins of the Pre-Caucasus	69
<i>Geptner A. R., Ivanovskaya T. A., Ushatinskaya G. T.</i> Biochemical origin of layered silicates of the glauconite-illite composition	79
<i>Safronov V. T.</i> Geochemical features and formation conditions of carbonbearing rocks of the Ul'dzit-Gol'sk complex of Central Mongolia	92
<i>Gorzhevs'y D. I., Donets A. I.</i> Paragenesis of non-ferrous metals and naphthides in the sedimentary basins of the carbonate type	101
<i>Kuz'menko Yu. T., Kuklinsky A. Ya., Pimenov Yu. G.</i> Geological structure and oil-gas prospects in the Upper Proterozoic of the Moscow-city region	109

In Brief

<i>Kharlashin A. P.</i> Gold in hypergenic phosphorites in Bukantau (northern Kyzylkum)	119
<i>Zogorodnykh V. A.</i> New type of potassium — magnesium salts in the Zechstein of South Baltic region	124
<i>Andreicheva L. N.</i> Feeding provinces and their influence upon the formation of the till composition in the Timan-Pechora — Vychegda region	127
<i>Muzylev N. G., Nishankhodzhaev R. N., Rasulov U. M., Salibaev G. Kh., Ibragimov R. N.</i> Upper Paleocene oil shale in Middle Asia	131
<i>Tikhomirova N. S., Orleansky V. K.</i> Modelling of phosphate sedimentation in laboratory cyanobacteria	135
Memorial to V. D. Shutov (1923—1981)	141

УДК 553.31.661.2:553.97(479.22)

© 1994 Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И., Кизильштейн Л. Я.

СУЛЬФИДООБРАЗОВАНИЕ В ОБЛАСТИ СОВРЕМЕННОГО ТОРФОНАКОПЛЕНИЯ РИОНСКОГО МЕЖГОРНОГО ПРОГИБА

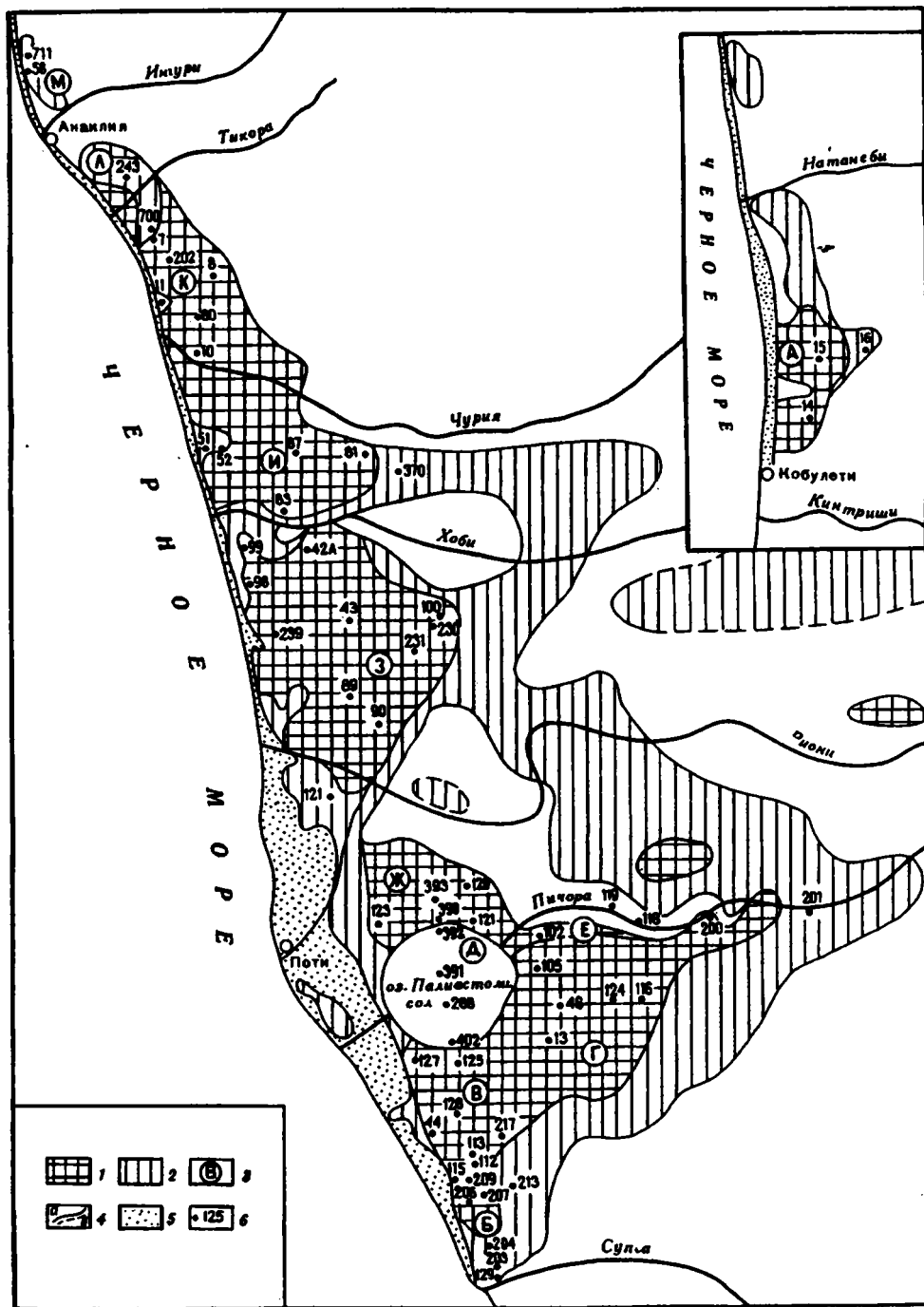
СООБЩЕНИЕ 1. ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОЦЕССОВ СУЛЬФИДООБРАЗОВАНИЯ В ТОРФЯНИКАХ ПРИБРЕЖНО-КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ПОЛОСЫ КОЛХИДЫ

Приведены данные распределения сульфатредуцирующих бактерий и серы в разрезах торфяных залежей Колхидской низменности, являющейся областью современного торфонакопления в Рионском межгорном прогибе. Показано, что основным источником сульфидной серы в торфяных залежах является сульфат-ион морской воды, а его аккумуляция в осадках контролируется в целом генетическими типами и положением их в разрезах по отношению к линии побережья. Чем ближе к берегу и чем глубже залегает тот или иной генетический тип осадка при прочих равных условиях, тем большее количество сульфидной серы присутствует в торфяниках Рионского межгорного прогиба.

Условия сульфидной минерализации в областях современного и древнего торфонакопления изучены недостаточно. Между тем подобные исследования весьма актуальны в связи с разработкой общей теории осадочного процесса в целом, включающей восстановление геохимии древнего торфонакопления, и проблем сульфидного минералообразования в частности. Авторы поставили задачу изучить сульфидообразование в торфе на фациальном фоне осадочного процесса, оценивая при этом весь комплекс ландшафтно-геохимических, микробиологических и гидрохимических факторов. Исследования были направлены на выяснение сущности процесса сульфидообразования как одного из важнейших процессов позднего сингенеза и ранней стадии литогенеза, т. е. диагенеза. Они предусматривали также решение общеседиментологических проблем, включая вопросы генезиса сульфидов в угольных пластах.

Работа проводилась на материале торфяников Абхазско-Мегрельской, Потийской и Кобулетской впадин¹, являющихся областями современного торфонакопления Колхидской низменности, входящей в состав Рионского межгорного прогиба. Современные торфяники (фиг. 1), располагаясь на побережье Черного моря Колхидской низменности, в большинстве случаев отделяются от него береговым валом, сложенным морскими песками. Ширина вала в различных участках побережья меняется от нескольких десятков метров до 800 м, а высота достигает 3—4, местами 6 м. Береговой вал пересекается устьями впадающих в море крупных и мелких рек (с севера на юг — Гализга, Окуми, Ингури, Тикора, Чурия, Хоби, Риони, Супса, Натанеби, Чолоки, Кинтриши и др.), между которыми располагаются в виде крупных линз отдельные торфяные месторождения. В некоторых участках побережья (Очамчире и др.) верхние части торфяников размываются, а нижние погружаются непосредственно под воды Черного моря [6, 19]. Материалом для исследования явились полные разрезы торфяных залежей

¹ Нами пробурено около 600 скважин ручного бурения, частично совместно с геологическими организациями Грузии. Кроме того, детально описаны свыше 100 скважин глубиной более 25 м, пробуренные также геологическими организациями Грузии. На карте показаны только скважины, которые используются в данной статье.



Фиг. 1. Схематическая карта расположения торфяных болот (месторождений) и изученных разрезов скважин ручного бурения Колхидской низменности.

1, 2 — глубина залегания торфяников (1 — выходящих на дневную поверхность, 2 — перекрытых более молодыми терригенно-глинистыми осадками и погруженных до глубины 25 м); 3 — торфяные месторождения: А — Кобулетское, Б — Григолетское, В — Молтакское, Г — Имнатское, Д — Палиастомское, Е — Пичорское, Ж — Потийское, З — Набадское, И — Чурийское, К — Анаклийское, Л — Тикорское, М — Зоргатское; 4 — контуры распространения торфяников (а — установленные, б — предполагаемые); 5 — береговой вал; 6 — скважины и их номера

всех месторождений Рионского межгорного прогиба, в сложении которых участвуют генетические типы осадков, принадлежащие болотным, озерно-болотным, озерным, аллювиальным и прибрежно-морским фациям.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ ОСАДКОВ ТОРФЯНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ КОЛХИДСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

В настоящей статье не приводится детальная характеристика генетических и фациальных типов осадков и их вещественный состав, так как подробные сведения можно найти в работах [4—9, 13, 19—24, 25—27]. Здесь же рассматриваются вначале соотношение сульфатредуцирующих и сапрофитных бактерий, затем поведение и количество сульфат-ионов по отношению к отдельным слоям разрезов торфяников, далее к составляющим генетических типов торфов и песчано-алеврито-глинистых осадков² и в итоге генетических типов осадков в целом. Как показано ниже, этот методический прием имеет принципиальное значение, так как утверждает необходимость комплексного изучения осадочного процесса.

Генетические типы осадков (табл. 1) торфяных залежей Колхидской низменности различаются между собой по комплексу признаков осадков, включая также соотношение минерального и органического вещества (ОВ), ботаническим составом растений торфообразователей и степенью их биохимического разложения. Этот комплекс характеризует их фациальную природу [6, 7, 19]. Степень биохимического преобразования тканей древесных, травяных и моховых фитоценозов проявляется в телинитовой, посттелинитовой, преколлинитовой и коллинитовой структурах органического вещества как рассеянного в осадке, так и концентрированного в виде торфяных пластов. Эти структуры ОВ соответствуют слабой, относительно слабой, относительно сильной и сильной степеням разложения исходного растительного материала.

По соотношению органического и минерального³ веществ осадки торфяных залежей подразделяются на: торфы (А° до 10%), торфы слабоглинистые (песчаные или алевритовые, А° 10—25%), торфы глинистые (песчаные или алевритовые, А° 25—35%), торфы сильноглинистые (песчаные или алевритовые, А° 35—50%), глины, алевриты или пески с ОВ 35—50% (сильно заторфованные), глины, алевриты или пески с ОВ 25—35% (заторфованные), глины, алевриты или пески с ОВ 10—25% (слабо заторфованные), глины, алевриты или пески с ОВ менее 10%. Пески во всех генетических типах относятся к мелкозернистым. По ботаническому составу растения торфообразователей принадлежат к древесным, травяным и моховым болотным фитоценозам.

Среди древесных болотных фитоценозов резко преобладает ольха. Травяные — представлены в основном осокой и тростником. Моховые болотные фитоценозы относятся преимущественно к сфагновому типу. В сложении генетических типов осадков принимают участие как однородные по ботаническому составу ассоциации растений (древесные торфы, глина с древесным торфом, осоковые торфы, тростниковые торфы и т. п.), так и смешанные (древесно-осоковые торфы, осоково-тростниковые торфы, глина с древесными и травяными остатками и т. п.).

Современное торфонакопление вообще и в Колхидской низменности в частности характеризуется резким преобладанием процессов гелефикации в разложении растительного материала. Поэтому как торфы, так и органическое вещество минеральных осадков Абхазско-Мегрельской, Потийской и Кобулетской впадин Колхиды принадлежит к классу гелинитов. В название генетических типов торфов и минеральных осадков с рассеянным органическим веществом включены все перечисленные выше признаки, отражающие в целом их фациальную принадлежность.

² Поскольку торф также осадок, то в дальнейшем будем те и другие обозначать как генетический тип осадка.

³ Между содержанием минеральных примесей в торфе и зольностью существует незначительное различие. Зольность в данном случае используется как показатель содержания минеральной части в торфе.

Содержание общей серы в осадках торфяных залежей различных месторождений Колхидской низменности

Номер скважины (в числителе), номер образца (в знаменателе)	Глубина залегания, м	Генетический тип осадка	S ^c _{общ.} %
1	2	3	4

Тикорское месторождение

$\frac{243}{1}$	0,05	Глина с комковатой текстурой, корешками древесных растений, диатомовыми водорослями (почва)	0,50
$\frac{243}{2}$	0,10	Алеврит мелкозернистый с комковатой текстурой, корешками древесных растений, аттритом, диатомовыми водорослями (почва)	0,92
$\frac{243}{3}$	0,55	То же со слабокомковатой текстурой	0,62
$\frac{243}{4}$	0,95	Алеврит мелкозернистый с древесными остатками стеблей, аттритом, листьями	1,20
$\frac{243}{5}$	2,20	Глина с комковатой текстурой, древесным аттритом и корешками растений	2,00
$\frac{243}{6}$	2,75	Глина с древесным аттритом, остатками стеблей, листьями, диатомовыми водорослями	2,37
$\frac{243}{7}$	3,10	Древесный гелинито-посттелинитовый сильноглинистый торф	0,45
$\frac{243}{8}$	3,25	Древесный гелинито-преколлинитовый слабоглинистый	0,62

Анаклийское месторождение

$\frac{11}{192}$	0,25	Песок мелкозернистый с ризоидо-осоковым гелинито-телинитовым торфом	0,35
$\frac{11}{194}$	0,50	Осоково-тростниковый гелинито-преколлинитовый песчаный торф*	1,54
$\frac{11}{196}$	1,50	Песок мелкозернистый с осоково-тростниковым гелинито-преколлинитовым торфом	0,74
$\frac{11}{200}$	2,75	То же	0,93
$\frac{11}{202}$	3,25	Осоково-тростниковый гелинито-преколлинитовый сильнопесчаный торф	1,95
$\frac{11}{205}$	4,50	Ризоидо-осоковый гелинито-телинитовый песчаный торф с гелинито-преколлинитом	0,35
$\frac{11}{207}$	5,50	То же	1,68
$\frac{11}{208}$	5,75	»	0,91
$\frac{11}{212}$	6,50	Осоково-древесный гелинито-преколлинитовый сильноглинистый торф	2,11
$\frac{8}{143}$	0,25	Древесный гелинито-преколлинитовый слабоглинистый торф	0,57
$\frac{8}{144}$	0,50	То же	0,70
$\frac{8}{154}$	3,00	Древесный гелинито-преколлинитовый глинистый торф	1,23
$\frac{10}{181}$	0,35	Древесный гелинито-преколлинитовый сильноглинистый торф	2,62
$\frac{10}{182}$	0,66	Древесный гелинито-преколлинитовый слабоглинистый торф	3,88

Номер скважины (в числителе), номер образца (в знаменателе)	Глубина залегания, м	Генетический тип осадка	S ^c общ. %
1	2	3	4
<u>80</u> 913	2,00	Осоковый гелинито-посттелинитовый слабоглинистый торф	1,93
<u>80</u> 163	2,50	Глина с осоково-древесным гелинито-преколлинитовым торфом	1,92
<u>80</u> 796	3,50	Осоково-тростниковый гелинито-преколлинитовый слабоглинистый торф	2,43
<u>80</u> 912	5,50	Осоковый гелинито-посттелинитовый слабоглинистый торф	3,06
<u>80</u> 911	6,00	Древесный гелинито-преколлинитовый сильноглинистый торф	2,63
<i>Чурийское месторождение</i>			
<u>52</u> 752	1,50	Ризоидо-осоковый гелинито-телинитовый сильноглинистый торф с гелинито-преколлинитом	1,26
<u>52</u> 757	3,50	Песок мелкозернистый с древесным гелинито-посттелинитовым торфом (сильно заторфованный)	5,65
<u>51</u> 740	1,50	Ризоидо-осоковый гелинито-телинитовый слабоглинистый торф с гелинито-преколлинитом	0,50
<u>51</u> 745	3,50	Осоково-тростниковый гелинито-преколлинитовый слабоглинистый торф	1,25
<u>87</u> 377	0,75	Ризоидо-осоковый гелинито-телинитовый слабоглинистый торф с гелинито-преколлинитом	0,22
<u>87</u> 118	6,00	Тростниковый гелинито-преколлинитовый сильноглинистый торф	0,78
<u>81</u> 863	3,00	Осоково-древесный гелинито-преколлинитовый глинистый торф	0,15
<u>81</u> 628	4,50	То же	0,40
<u>81</u> 890	5,50	Древесный гелинито-преколлинитовый глинистый торф	0,50
<u>83</u> 141	0,75	То же	0,27
<u>83</u> 839	4,25	Глина с осоково-тростниковым гелинито-преколлинитовым торфом (сильно заторфованная)	0,25
<u>83</u> 1166	5,25	Тростниковый гелинито-преколлинитовый сильноглинистый торф	0,96
<i>Набадское месторождение</i>			
<u>239</u> 1a	0,50	Ризоидо-осоковый гелинито-телинитовый торф с гелинито-преколлинитом	2,80
<u>239</u> 2	2,05	Осоково-тростниковый гелинито-преколлинитовый сильноглинистый торф	3,02
<u>239</u> 3	3,55	То же слабоглинистый	3,50
<u>239</u> 4	4,55	То же сильноглинистый	3,00
<u>43</u> 645	1,50	Осоково-древесный гелинито-преколлинитовый слабоглинистый торф	0,48
<u>43</u> 647	2,50	То же	0,32

Номер скважины (в числителе), номер образца (в знаменателе)	Глубина залегания, м	Генетический тип осадка	$S^c_{\text{общ}}$, %
1	2	3	4
<u>43</u> <u>650</u>	4,00	Древесный гелинито-преколлинитовый сильноглинистый торф	0,63
<u>43</u> <u>655</u>	6,00	Осоково-тростниковый гелинито-преколлинитовый сильноглинистый торф	0,93
<u>42a</u> <u>627</u>	0,50	Древесный гелинито-преколлинитовый сла- боглинистый торф	0,29
<u>42a</u> <u>632</u>	2,25	То же	0,32
<u>42a</u> <u>635</u>	3,50	Глина с древесным гелинито-преколлинитовым торфом (сильно заторфованная)	0,79
<u>231</u> <u>5</u>	5,50	Осоково-древесный гелинито-преколлинитовый глинистый торф	0,21
<u>89</u> <u>486</u>	0,50	Древесный гелинито-преколлинитовый гли- нистый торф	0,24
<u>89</u> <u>947</u>	1,50	То же сильноглинистый	3,17
<i>Потийское месторождение</i>			
<u>123</u> <u>216</u>	6,50	Ризоидо-осоковый гелинито-телинитовый глинистый торф с гелинито-преколлинитом	0,80
<i>Пичорское месторождение</i>			
<u>121</u> <u>181</u>	0,50	Осоково-тростниковый гелинито-преколлинитовый глинистый торф	0,51
<u>121</u> <u>190</u>	5,00	То же	0,40
<u>121</u> <u>191</u>	5,50	Глина с осоково-тростниковым гелинито-преколлинитовым торфом (сильно заторфованная)	0,28
<u>120</u> <u>166</u>	1,00	Осоково-тростниковый гелинито-преколлинитовый сильноглинистый торф	0,40
<u>120</u> <u>170</u>	3,00	Осоково-тростниковый гелинито-преколлинитовый глинистый торф	0,42
<u>120</u> <u>172</u>	4,00	Глина с древесным гелинито-посттелинитовым торфом (сильно заторфованная)	0,46
<u>119</u> <u>147</u>	0,50	Осоково-тростниковый гелинито-преколлинитовый слабоглинистый торф	0,55
<u>119</u> <u>152</u>	3,50	Осоково-тростниковый гелинито-преколлинитовый глинистый торф	0,43
<u>119</u> <u>164</u>	9,50	Древесный гелинито-телинитовый слабоглинистый торф	0,70
<i>Имнатское месторождение</i>			
<u>13</u> <u>240</u>	1,00	Молиниевое-сфагновый гелинито-телинитовый торф	0,11
<u>13</u> <u>242</u>	2,00	То же	0,08
<u>13</u> <u>244</u>	3,00	*	Нет
<u>46</u> <u>689</u>	1,55	*	0,24
<u>46</u> <u>691</u>	2,50	Ризоидо-осоковый гелинито-телинитовый торф с гелинито-преколлинитом	0,27

Номер скважины (в числителе), номер образца (в знаменателе)	Глубина залегания, м	Генетический тип осадка	S ^c общ, %
1	2	3	4
<u>46</u>	5,50	То же	0,29
<u>697</u>			
<u>46</u>	6,50	Осоково-древесный гелинито-преколлинитовый слабоглинистый торф	0,44
<u>699</u>			
<u>124</u>	0,50	Молиниевое-осоково-сфагновый гелинито-телинитовый торф	Нет
<u>222</u>			
<u>124</u>	3,00	То же	0,27
<u>227</u>			
<u>124</u>	3,50	Ризоидо-осоковый гелинито-телинитовый торф с гелинито-преколлинитом	0,30
<u>228</u>			
<u>124</u>	7,00	Осоково-древесный гелинито-преколлинитовый торф	0,49
<u>235</u>			
<u>116</u>	0,50	Ризоидо-осоковый гелинито-телинитовый слабоглинистый торф с гелинито-преколлинитом	0,30
<u>119</u>			
<u>116</u>	1,50	То же	0,26
<u>121</u>			
<u>116</u>	2,00	Глина с осоково-тростниковым гелинито-преколлинитовым торфом (сильно заторфованная)	0,18
<u>123</u>			
<u>116</u>	2,50	То же	0,25
<u>124</u>			
<u>116</u>	4,00	Осоково-тростниковый гелинито-преколлинитовый глинистый торф	0,19
<u>127</u>			
<u>116</u>	5,50	Глина с древесным гелинито-преколлинитовым торфом (сильно заторфованная)	0,87
<u>130</u>			
<u>116</u>	6,00	Древесный гелинито-посттелинитовый сильноглинистый торф	0,94
<u>131</u>			
<u>105</u>	0,25	Осоково-тростниковый гелинито-преколлинитовый глинистый торф	2,38
<u>69</u>			
<u>105</u>	1,00	То же	2,30
<u>70</u>			
<u>105</u>	2,25	»	2,40
<u>72</u>			
<u>105</u>	3,25	Тростниковый гелинито-преколлинитовый глинистый торф	5,74
<u>73</u>			
<u>105</u>	4,75	Глина с осоково-тростниковым гелинито-преколлинитовым торфом (сильно заторфованная) и диатомовыми водорослями (почва)	4,67
<u>74</u>			
<u>105</u>	5,75	Глина с древесно-тростниковым гелинито-преколлинитовым торфом (сильно заторфованная)	5,00
<u>75</u>			
<u>105</u>	6,50	Алеврит крупнозернистый, карбонатный	3,50
<u>76</u>			
<i>Молтаквское месторождение</i>			
<u>127</u>	0,50	Древесный гелинито-преколлинитовый глинистый торф	1,02
<u>279</u>			
<u>127</u>	1,50	То же гелинито-телинитовый	3,48
<u>281</u>			
<u>44</u>	2,00	Древесный гелинито-преколлинитовый слабоглинистый торф	2,86
<u>661</u>			
<u>44</u>	2,50	То же гелинито-посттелинитовый	2,91
<u>663</u>			
<u>115</u>	1,00	Древесный гелинито-преколлинитовый слабоглинистый торф	0,96
<u>109</u>			

Номер скважины (в числителе), номер образца (в знаменателе)	Глубина залегания, м	Генетический тип осадка	S ^с общ, %
1	2	3	4
$\frac{115}{113}$	3,00	Песок мелкозернистый с осоково-тростниковым гелинито-преколлинитовым торфом (сильно заторфованный)	4,03
$\frac{115}{116}$	5,00	Алеврит крупнозернистый с древесным атритом и остатками стеблей	1,18
<i>Григолетское месторождение</i>			
$\frac{217}{1}$	0,05	Древесный гелинито-преколлинитовый силь- ноглинистый торф	0,34
$\frac{217}{2}$	0,10	Глина с комковатой текстурой, корешками и древесным атритом (почва)	0,42
$\frac{217}{4}$	1,30	Глина с древесным гелинито-преколлинитовым торфом (сильно заторфованная)	2,20
$\frac{217}{5}$	1,40	Древесный гелинито-преколлинитовый силь- ноглинистый торф	0,14
$\frac{217}{6}$	1,75	То же	0,30
$\frac{217}{9}$	3,95	*	0,30
$\frac{209}{3}$	1,80	Глина с древесным гелинито-преколлинитовым торфом (сильно заторфованная)	0,10
$\frac{209}{4}$	2,30	Древесный гелинито-преколлинитовый сла- боглинистый торф	0,15
$\frac{209}{5}$	3,75	Глина с комковатой текстурой, корешками древесных растений (почва)	0,15
$\frac{209}{6}$	4,25	Глина с древесным атритом и листьями (слабо заторфованная)	0,16
$\frac{215}{4a}$	2,00	Глина с древесным атритом и остатками стеблей древесных растений (слабо заторфо- ванная)	0,07
$\frac{215}{5}$	2,35	Глина с древесным гелинито-преколлини- товым торфом (заторфованная)	0,12
<i>Кобулетское месторождение</i>			
$\frac{15}{267}$	0,50	Сфагновый гелинито-телинитовый торф	0,12
$\frac{15}{268}$	1,00	То же	0,13
$\frac{15}{275}$	3,50	Древесно-сфагновый гелинито-телинитовый торф	0,31
$\frac{14}{257}$	0,50	Молиниво-ризоидо-осоковый гелинито-те- линитовый торф с гелинито-преколлинитом	0,17
$\frac{14}{258}$	0,75	Тростниковый гелинито-преколлинитовый торф с глиной	0,43
$\frac{14}{259}$	1,00	Глина с тростниковым гелинито-преколли- нитовым торфом (сильно заторфованная)	0,22

* Пески во всех генетических типах относятся к мелкозернистым.

ХАРАКТЕР РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СУЛЬФАТРЕДУЦИРУЮЩИХ И САПРОФИТНЫХ БАКТЕРИЙ В РАЗРЕЗАХ ТОРФЯНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ

Изучение условий бактериальной редукции сульфатов в осадках областей современного торфонакопления ограничено небольшим числом работ [1, 2, 13], что не соответствует геологической и геохимической роли этих микроорганизмов, обладающих уникальной способностью восстанавливать сульфаты до сероводорода при нормальной температуре. Биогенный сероводород взаимодействует с ионами железа, образуя сульфиды, количество которых в основном определяет сернистость торфов, а затем и углей. Решение этого вопроса в комплексе с детальными литолого-фациальными исследованиями позволяет понять и объяснить сущность биогенного синтеза минерального вещества в диагенезе, а также закономерности формирования сернистости ископаемых углей.

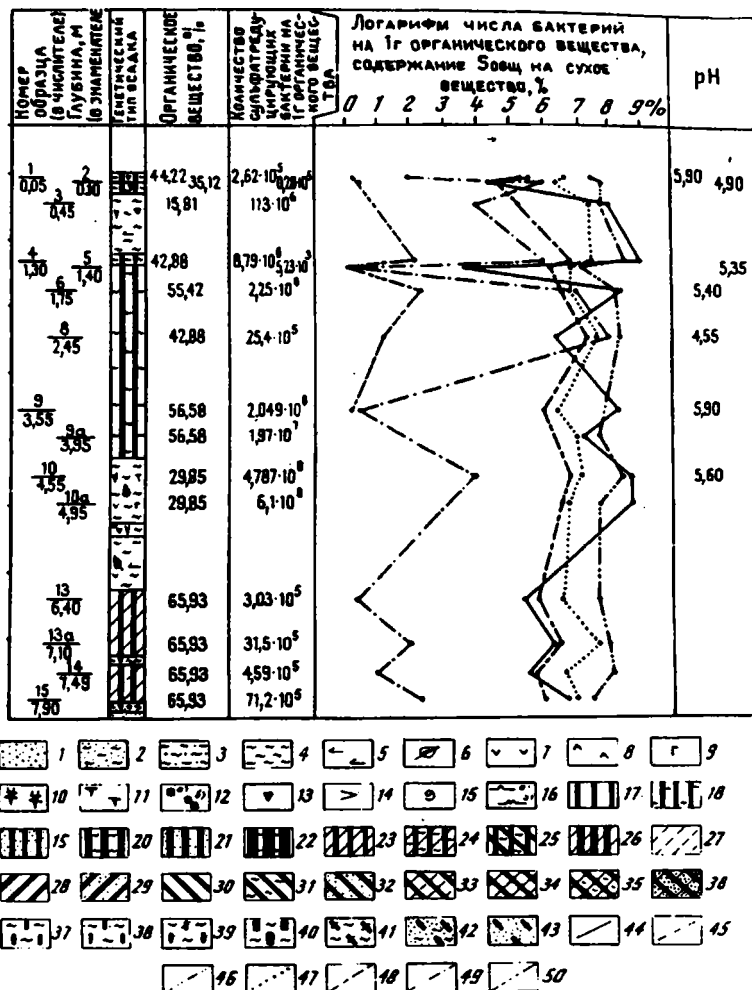
Пробы осадков для микробиологического исследования отбирали из внутренних частей керна ручного бурения скважин в стерильные пробирки в летнее время года. Условия развития сульфатредуцирующих бактерий в торфе выясняли по методике, примененной ранее при изучении торфов Литвы [12]. В осадках скв. 217 (см. фиг. 1) Григолетского месторождения Колхиды наряду с сульфатредуцирующими бактериями были изучены и некоторые другие группы микроорганизмов, наиболее активно участвующие в процессе микробиологического разложения растительного материала при торфообразовании. К ним относятся сапрофитные бактерии, актиномицеты, грибы.

Производили опытные посевы бактерий как сульфатредуцирующих, так и сапрофитных, которые инкубировались в термостате при 28° С. Данные этих опытов регистрировались по истечении 30 дней. Для выявления активной сапрофитной микрофлоры сроки сокращали до 5 дней. Инкубирование проб торфа в течение 30 дней позволяет возобновить активность тех бактерий, которые в настоящее время находятся в состоянии анабиоза в связи с погружением слоев на глубину. Это дает возможность оценить количество бактерий в отдельных слоях торфа по разрезу торфяной залежи на протяжении всего времени ее формирования, которое исчисляется по данным определений абсолютного возраста в пределах 6 тыс. лет [7].

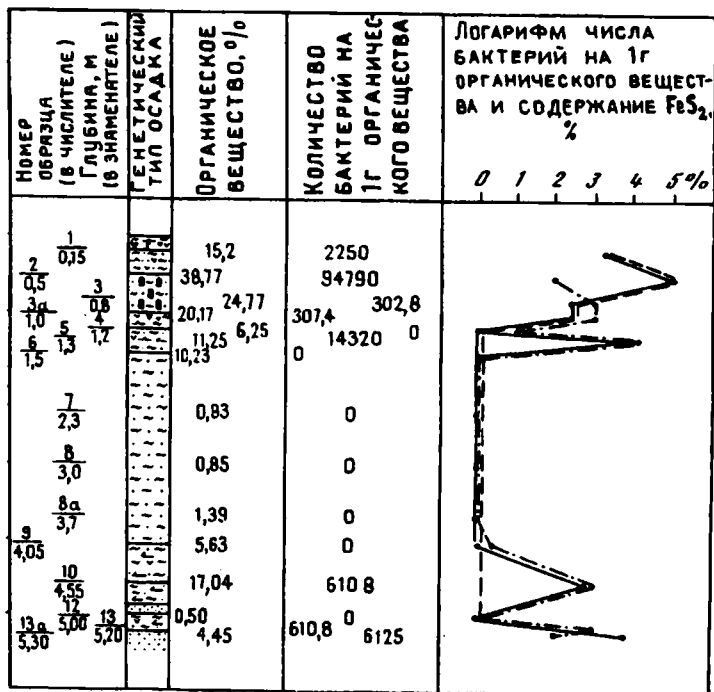
Совместный анализ характера распределения в разрезах торфяных залежей сульфатредуцирующих и сапрофитных микроорганизмов [3, 10], ответственных за распад растительного материала в торфогенном слое, показывает корреляционную связь между ними. Этот факт хорошо иллюстрируется кривыми (фиг. 2), где совпадают (за некоторым исключением) максимумы и минимумы содержания тех и других в отдельных слоях торфяной залежи. Вместе с тем первый (верхний) максимум численности сапрофитов находится выше первого (верхнего) максимума численности сульфатредуцирующих бактерий. Следовательно, проявление наибольшей активности сульфатредуцирующих бактерий — следующий этап развития микроорганизмов залежи, сменяющим сапрофитную микрофлору. В связи с этим в целом одинаковые по величине максимумы и минимумы сапрофитных и сульфатредуцирующих бактерий в разрезе торфяной залежи оказываются не синхронными по времени.

Совпадение одинаковых по величине максимумов сапрофитных и сульфатредуцирующих бактерий свидетельствует о том, что сапрофитные бактерии, разлагая сложное вещество растительных тканей в торфогенном слое, переводят его в более простые соединения, служащие в качестве легкоусвояемых продуктов питания сульфатредуцирующим бактериям в процессе их жизнедеятельности [13]. В связи с этим исчезновение сапрофитных бактерий с глубиной [14] приводит к исчезновению активных сульфатредуцирующих бактерий, как это видно из рассмотрения приведенных примеров по разрезам торфяных залежей (фиг. 3, скв. 501, фиг. 4, скв. 202).

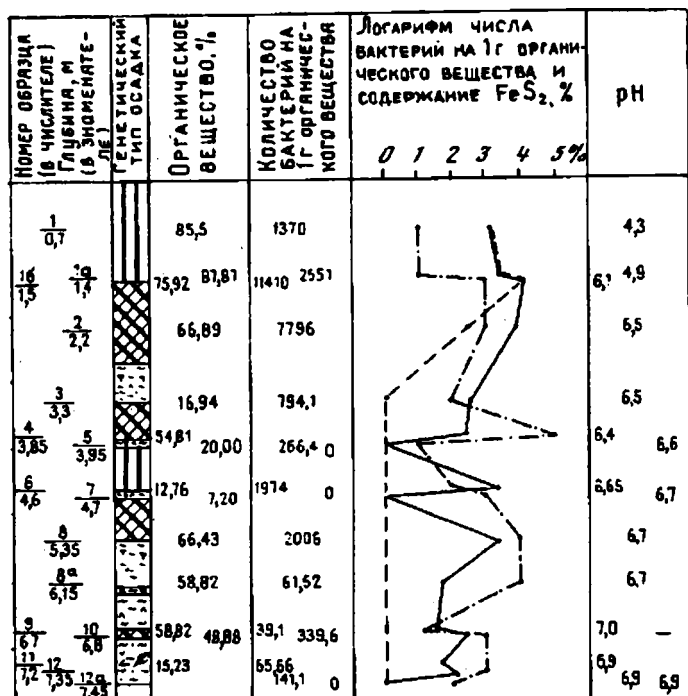
Вместе с тем обращает на себя внимание глубина появления верхнего (первого)



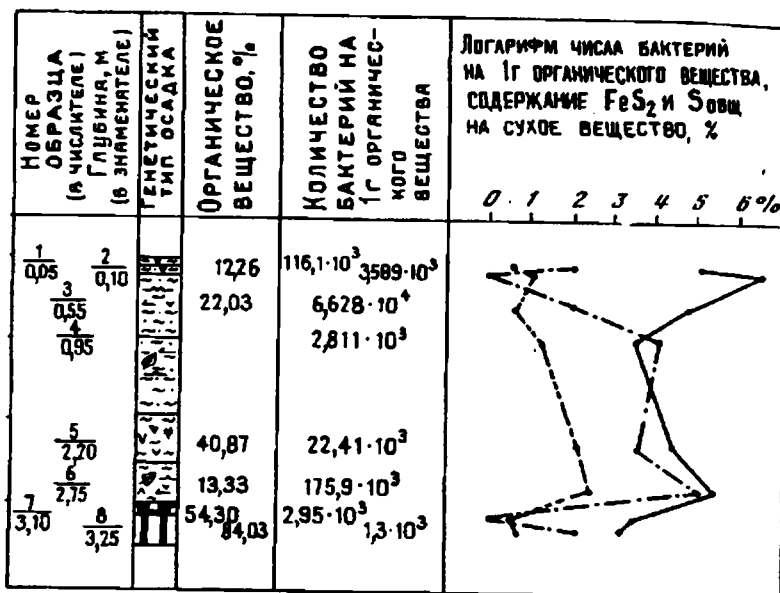
Фиг. 2. Распространение сульфатредуцирующих бактерий, пирита и общей серы (скв. 217, Григорьевское торфяное м-ние). Условные обозначения для фиг. 2—13: 1 — песок мелкозернистый; 2—3 — алеврит (2 — крупнозернистый, 3 — мелкозернистый); 4 — глина; 5 — стеблевые остатки; 6 — остатки листьев; 7—8 — аттрит (7 — древесный, 8 — травяной); 9 — гелефицированное коллоидное вещество; 10 — корешки растений; 11 — почвенные образования; 12 — пирит (а — мало, б — много); 13 — гидроксиды железа; 14 — спикулы губок; 15 — фораминиферы; 16 — диатомовые водоросли (а — мало, б — много); 17 — древесный гелинито-преколлинитовый торф; 18 — то же глинистый; 19 — то же с песком; 20 — древесный гелинито-посттелинитовый глинистый торф; 21 — древесный гелинито-посттелинитовый торф с песком; 22 — древесный гелинито-телинитовый глинистый торф; 23 — древесно-осоковый гелинито-преколлинитовый торф; 24 — древесно-осоковый гелинито-преколлинитовый глинистый торф; 25 — древесно-тростниковый гелинито-преколлинитовый глинистый торф; 26 — древесно-осоковый гелинито-посттелинитовый торф; 27 — ризоидно-осоковый гелинито-телинитовый промытый торф; 28 — осоковый гелинито-преколлинитовый торф; 29 — то же с песком; 30 — тростниковый гелинито-преколлинитовый торф; 31 — то же глинистый; 32 — тростниковый гелинито-посттелинитовый торф с песком; 33 — осоково-тростниковый гелинито-преколлинитовый промытый торф; 34 — осоково-тростниковый гелинито-преколлинитовый торф; 35 — то же глинистый; 36 — осоково-тростниковый гелинито-преколлинитовый торф с песком; 37 — глина с древесным гелинито-преколлинитовым торфом; 38 — алеврит мелкозернистый с древесным гелинито-преколлинитовым торфом; 39 — глина с древесно-осоковым гелинито-преколлинитовым торфом; 40 — глина с древесным гелинито-посттелинитовым торфом; 41 — глина с осоково-тростниковым гелинито-преколлинитовым торфом; 42 — алеврит крупнозернистый с осоково-тростниковым гелинито-преколлинитовым торфом; 43 — песок мелкозернистый с осоково-тростниковым гелинито-преколлинитовым торфом; 44 — общее количество сульфатредуцирующих бактерий (продолжительность опыта 30 дней); 45 — количество активных сульфатредуцирующих бактерий (продолжительность опыта 5 дней); 46 — сапрофиты; 47 — актиномицеты; 48 — грибы; 49 — пирит; 50 — сера



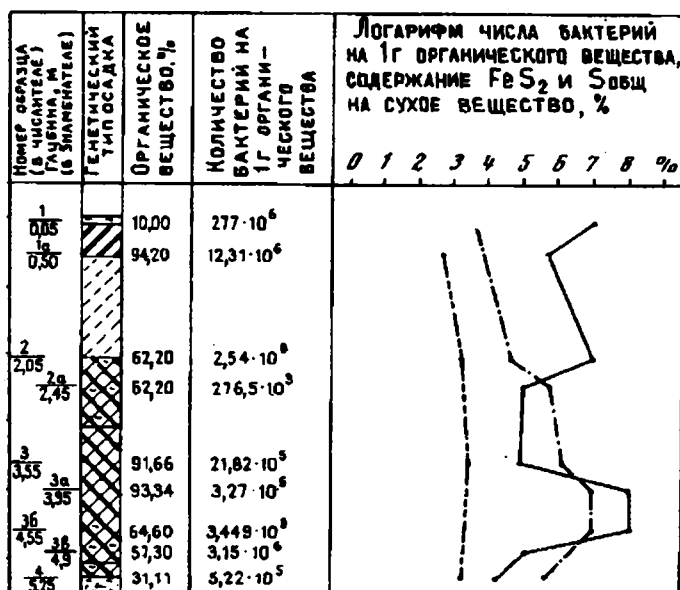
Фиг. 3. Распределение сульфатредуцирующих бактерий (продолжительность опыта 30 и 5 дней) и пирита по скв. 501 (Очамчирское торфяное м-ние)



Фиг. 4. Распределение сульфатредуцирующих бактерий (продолжительность опыта 30 и 5 дней) и пирита по скв. 501 (Анаклийское торфяное м-ние)

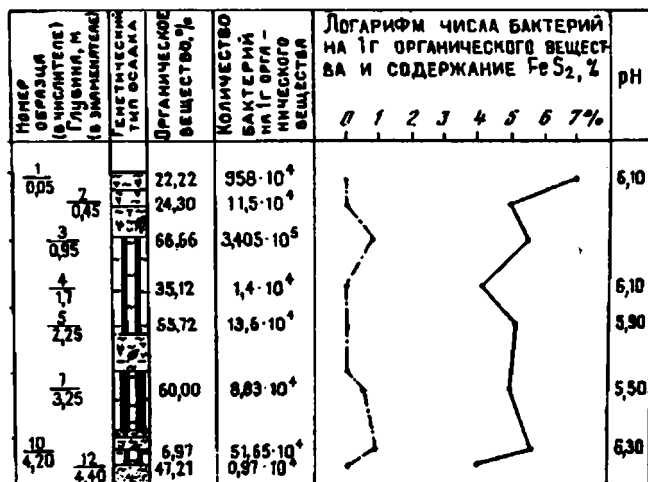


Фиг. 5. Распределение сульфатредуцирующих бактерий, пирита и общей серы по скв. 243 (Тыкорское торфяное м-ние)

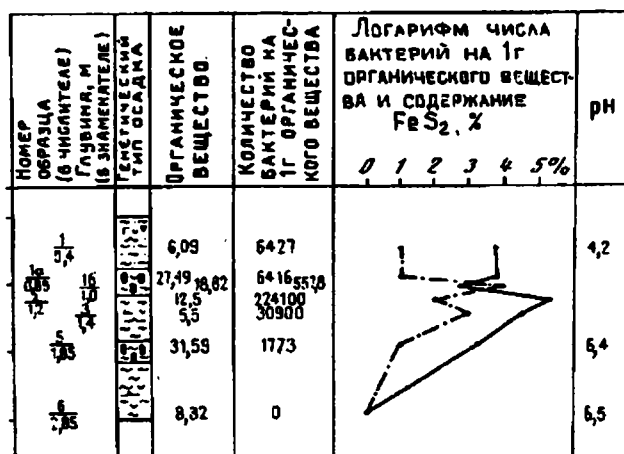


Фиг. 6. Распределение сульфатредуцирующих бактерий, пирита и общей серы по скв. 239 (Набадское торфяное м-ние)

максимума сульфатредуцирующих бактерий. С этой точки зрения интересны (опытные данные получены при инкубации сульфатредуцирующих бактерий) в течение 5 дней по осадкам скв. 501 (см. фиг. 3) и 202 (см. фиг. 4). Можно полагать, что за этот срок активизируются только те бактериальные клетки, которые находятся в жизнедеятельном состоянии. При анализе распределения сульфатредуцирующих бактерий в осадках указанных разрезов скважин выявилось, что максимальная их численность приурочена к глинистым осадкам, содержащим $> 15\%$ органического вещества, на глубине 0,5 м (см. фиг. 3) и в



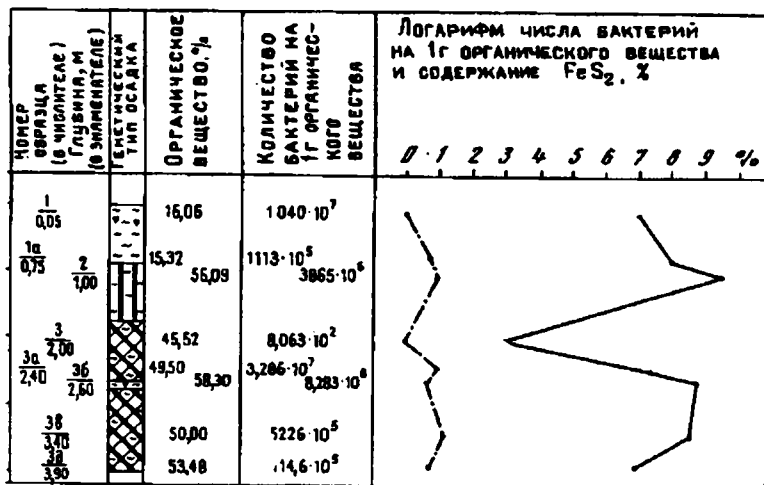
Фиг. 7. Распределение сульфатредуцирующих бактерий и пирита по скв. 238 (Набадское торфяное м-ние)



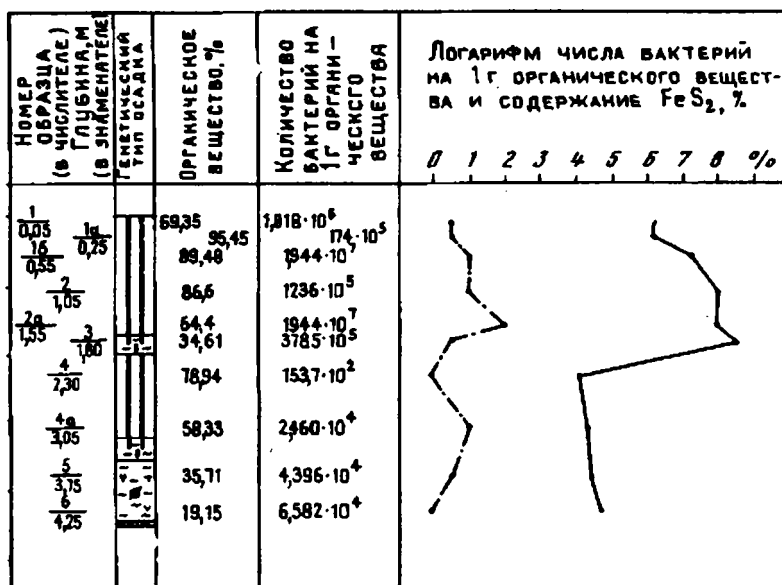
Фиг. 8. Распределение сульфатредуцирующих бактерий и пирита по скв. 506 (Очамчирское торфяное м-ние)

торфе на глубине 15 м (см. фиг. 4). Далее вниз по разрезу от этих уровней количество сульфатредуцирующих бактерий в обеих скважинах резко падает. При сопоставлении кривых распределения сульфатредуцирующих бактерий, инкубированных в течение 5 и 30 дней, обнаруживается полное совпадение положения первых численных максимумов в обоих опытах. Это позволяет заключить, что первые максимумы численности сульфатредуцирующих бактерий верхних частей залежей проявляются независимо от длительности опыта вследствие того, что здесь сульфатвосстанавливающие бактерии находятся в активном состоянии.

Анализируя с этой точки зрения верхние численные максимумы всех исследованных скважин (см. фиг. 2—4 и фиг. 5—11), можно легко обнаружить их приуроченность к различным глубинам залежей в зависимости прежде всего от генетического типа осадка и его фациально-ландшафтной принадлежности. В общих чертах максимальное развитие сульфатредуцирующих бактерий в глинистых осадках связано с глубинами от 0,05 до 0,5 м, возможно до 1 м (см. фиг. 2, 3, 5—8), в то время как в осадках, представленных торфами, максимальное количество сульфатредуцирующих бактерий отмечено на глубинах от 1 до

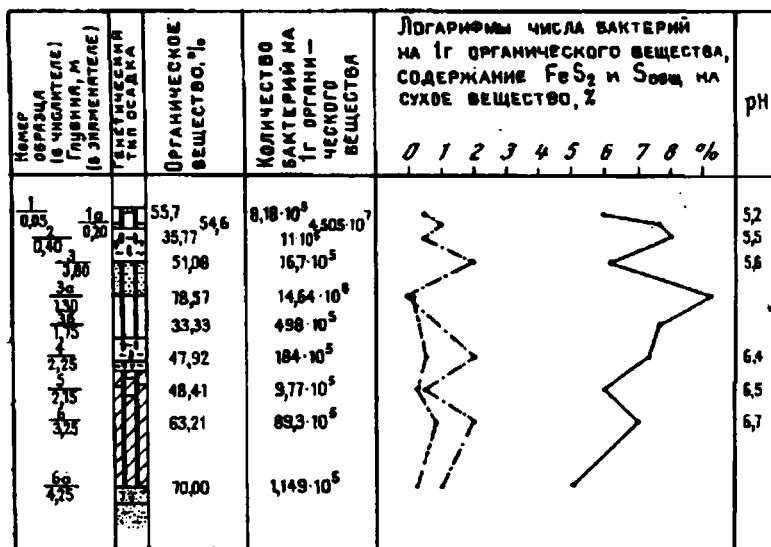


Фиг. 9. Распределение сульфатредуцирующих бактерий и пирита по скв. 213 (Григолетское торфяное м-ние)



Фиг. 10. Распределение сульфатредуцирующих бактерий и пирита по скв. 209 (Григолетское торфяное м-ние)

1,5—1,8 м (см. фиг. 4, 9—11). Интенсивное развитие сульфатредуцирующих бактерий в областях современного торфонакопления является как бы индикатором степени восстановленности среды [3, 18]. Начало этапа восстановительного изменения вещества в диагенезе в различных генетических типах осадков происходит не одновременно и с разной интенсивностью. Для глинистых осадков, как видно из изложенного выше, этот этап наступает уже вблизи поверхности. Для торфов же он начинается позднее и следует за этапом изменения отмершего растительного материала в условиях верхнего аэрируемого так называемого *торфогенного* слоя. Мощность последнего определяется уровнем стояния грунтовых вод в торфянике и колеблется в пределах 0,2—0,5 м, достигая иногда 1 м [3, 10, 14].



Фиг. 11. Распределение сульфатредуцирующих бактерий, пирита и общей серы по скв. 208 (Григолетское торфяное м-ние)

Рассмотрим распределение сульфатредуцирующих бактерий по разрезу торфяных залежей на различных месторождениях. Как видно из графиков (см. фиг. 2—11), распределение сульфатредуцирующих бактерий в осадках разрезов торфяных залежей неравномерно; их количество изменяется в широких пределах как в одной скважине, так и при сравнении скважин между собой. Обнаруживаются контрастные слои с максимальными и минимальными их содержаниями, которые чередуются в разрезах торфяных залежей. Так, в разрезе скв. 202 Анакийского месторождения (см. фиг. 4) максимальное содержание сульфатредуцирующих бактерий отмечается на глубинах 1,4; 4,7; 5,35 и 6,15 м. В скв. 243 Тикорского месторождения (см. фиг. 5) первый максимум содержания сульфатредуцирующих бактерий появляется на глубине 0,1 м. Начало появления следующего максимума обнаруживается с глубины 2,2 м. На Набадском месторождении в скв. 239 (см. фиг. 6) слои с максимальным содержанием бактерий выявляются на глубинах 0,05; 2,05; 3,95—4,55 м. В скв. 217 Григолетского месторождения (см. фиг. 2) первый максимум в содержании бактерий относится к глубине 0,45 м, далее повышенное количество бактерий отмечается на глубинах 1,4; 1,75; 3,95; 4,55 м и т. д. Как видно, максимальное развитие сульфатредуцирующих бактерий в разных разрезах торфяных залежей приурочивается к различным глубинам. Так, например, в гелинито-преколлинитовых осоково-тростниковых торфах, как зольных, так и малозольных (см. фиг. 6, скв. 239; фиг. 9, скв. 213), отмечаются контрастные слои по содержанию сульфатредуцирующих бактерий. Различным содержанием сульфатредуцирующих бактерий характеризуются глины, обнаруживающие в том или ином количестве растительные остатки и атрит телинитовой и посттелинитовой структуры. Это хорошо иллюстрируется на обр. 3, 5, 7, 10 и др. скв. 202 (см. фиг. 4), приуроченных к определенным глубинам. В ряде случаев обнаруживаются примерно аналогичные количества сульфатредуцирующих бактерий в глинах, содержащих растительные остатки, и древесных гелинито-преколлинитовых торфах, как это видно из сравнения данных по обр. 3, 10, 10а и 6, 9 скв. 217 (см. фиг. 2). Однако в глинистых осадках, почти стерильных в отношении содержания органического вещества, сульфатредуцирующие бактерии не обнаружены. Так, в скв. 501 (см. фиг. 3) на глубинах 1,5—4,05 м в однородных алевролитистых синих глинах без расти-

Содержание серы в растениях-торфообразователях Колхидской низменности

Вид растения-торфообразователя	Морфологические части растения	Зольность А°, %	Содержание S _{общ.} %	Сорг. %
Тростник	Растение в целом	7,94	0,60	43,49
	Корневище	11,38	1,08	42,13
	Листья	7,55	0,52	44,42
	Стебли	4,87	0,21	43,94
Осока	Корешки	2,27	0,10	46,42
	Вегетативные органы	1,88	0,08	46,50
Ольха	Корень	4,41	0,19	45,75
	Ствол	1,97	0,07	48,05
Сфагнум	Растение в целом	4,84	0,10	42,56
Юнкус	То же	1,85	0,07	46,94

тельных остатков бактерии отсутствуют, в то время как глины, находящиеся выше и ниже этого интервала и содержащие растительный материал различной степени разложения, обнаруживают много сульфатредуцирующих бактерий. Анализ фактов позволяет утверждать, что в низинных торфяных болотах Колхидской низменности, при прочих равных условиях, для жизнедеятельности и развития сульфатредуцирующих бактерий необходим определенный оптимум органического вещества, являющегося продуктом биогенного распада в процессе гелефикации растительного материала разного ботанического состава и претерпевшего любую стадию разложения. Поскольку развитие и жизнедеятельность сульфатредуцирующих бактерий связывается с широким диапазоном генетических типов осадков низинного торфяного болота, их существование не лимитируется в данном случае строгими границами рН среды, которые изменяются, как показали исследования, в пределах 4,2—5,6 и до 7,0. Что касается развития сульфатредуцирующих бактерий в условиях верховых торфяных болот сфагнового типа, имеются указания [13] на неблагоприятную среду для их существования в последних. Это объясняется особенностями химического состава тканей сфагновых мхов [17], при микробиологическом разложении которых образуются фенолы, оказывающие подавляющее действие на жизнь всей микрофлоры в сфагновом типе торфа.

Если обратить внимание на количество сульфатредуцирующих бактерий в разрезах торфяных залежей в целом и сравнить их между собой по этому признаку, то оказывается, что в разрезах торфяных залежей Очамчирского (см. фиг. 3, 8) и Анаклийского (см. фиг. 4) месторождений максимальное число бактерий не поднимается выше значения 4—5 (lg числа бактерий в 1 г органического вещества). В разрезах торфяной залежи Григолётского месторождения (см. фиг. 2, 9—11) сульфатредуцирующих бактерий оказывается почти в 2 раза больше, и максимальное число их достигает значения 9. На Набадском торфяном месторождении в скв. 239 (см. фиг. 6) максимальное содержание бактерий достигает значения несколько более 8, в то время как в скв. 238 (см. фиг. 7) того же месторождения их содержание значительно уменьшается. Это явление объясняется гидрохимическими особенностями области торфонакопления и, в частности, концентрацией сульфат-иона в водах, питающих торфяник.

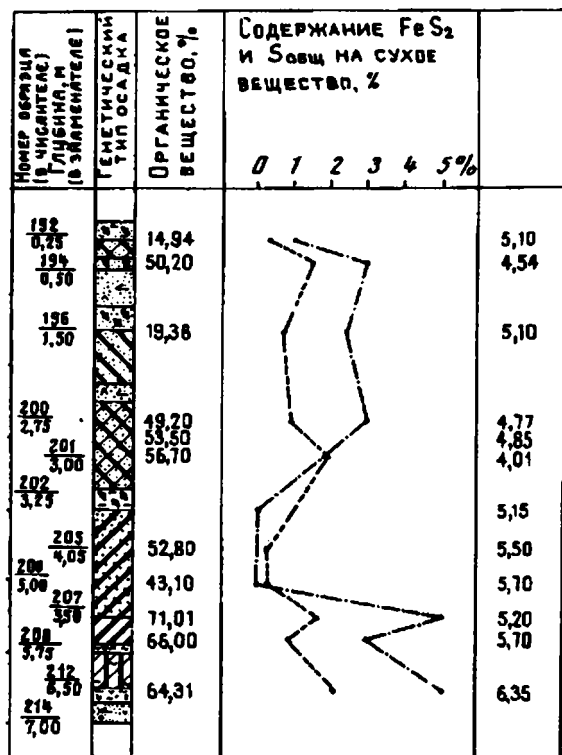
Прежде чем перейти к рассмотрению вопроса об источнике серы в торфяных залежах как одного из компонентов сульфидного минералообразования, проанализируем ее содержание в растениях-торфообразователях.

СОДЕРЖАНИЕ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СЕРЫ В ОСАДКАХ ТОРФЯНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ КОЛХИДСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

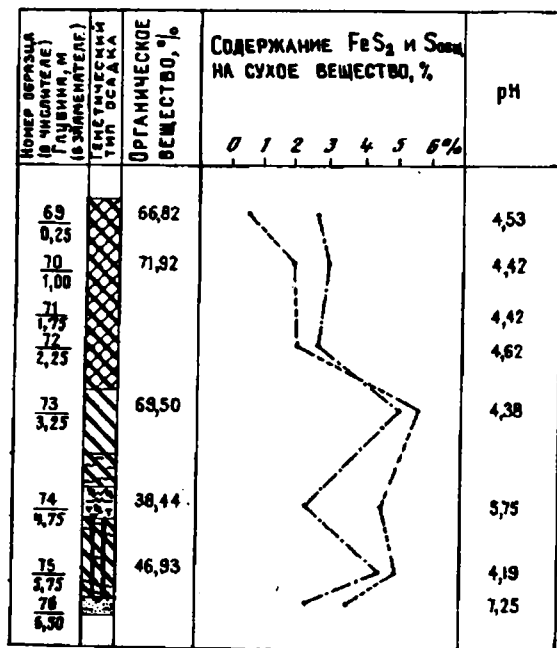
Как показали исследования, содержание общей серы в осадках торфяных залежей Колхидской низменности, как и сульфидов железа, варьирует в широких пределах (от 0,1 до 5%, а в ряде случаев и более, рассчитанное на сухое вещество). Для определения источника серы в осадках торфяных залежей Колхиды нами проанализирована зола растений-торфообразователей, растущих на болотах (табл. 2).

Как видно из табл. 2, содержание серы в различных растениях неодинаково, наибольшее количество ее отмечается в тростнике, что обусловлено его экологическими особенностями, которые характеризуются относительно высокой минерализацией речных, озерных и морских вод, питающих торфяники. С этим же связана и относительно высокая зольность растения. Сравнение сернистости низинных торфов различного ботанического состава с сернистостью растений-торфообразователей показывает, что между ними имеются то меньшие, то большие различия. Если сера в тростнике (см. табл. 2) составляет 0,6% в целом растении, то в тростниковых торфах (см. табл. 1) ее количество может увеличиваться до 10 раз, за исключением единичных случаев, когда величины оказываются близкими. Содержание серы в осоковых торфах выше в 10—25 раз и более по сравнению с содержанием ее в растении. В древесных (ольховых) торфах серы от 2 до 30 раз больше, чем в растении в целом, и никогда не бывает тождественным. При кларке серы в осадочной оболочке Земли 0,05% [16] низинные торфы можно рассматривать как интенсивные концентраторы серы. Торфы верховых болот, например сфагновые, по содержанию серы не отличаются от растений. Следовательно, сернистость верховых торфов является как бы конституционной. Распределение серы по стратиграфическому разрезу торфяных залежей в общих чертах сопоставляется с распределением пирита, т. е. наибольшему содержанию пирита в осадках торфяных залежей соответствуют в большинстве случаев и наибольшие концентрации серы. В соответствии с этим кривые распределения серы и пирита в разрезах торфяных залежей (см. фиг. 2, 5, 6, 11 и фиг. 12, 13) по конфигурации близки между собой. Это позволяет сделать вывод о том, что большая часть общей серы в осадках торфяных залежей принадлежит главным образом сульфидной сере и имеет биогенное происхождение. На последнее указывает общая связь сернистости осадков и масштабов развития сульфатредуцирующих бактерий в них. При общем неравномерном распределении серы в слоях низинных торфяных залежей по преобладающему большинству из них намечается в целом тенденция то большего, то меньшего увеличения содержания ее в направлении к более глубоким слоям торфяной залежи, как, например, в скв. 4, 8, 80, 51, 87, 81, 83, 239, 43, 42а, 89, 120, 119, 46, 116, 105, 44 (см. табл. 1) и скв. 217, 501, 202, 238 и др. (см. фиг. 2—4, 7 и др.). Подобная закономерность обусловлена прежде всего более длительным воздействием сульфат-иона морских вод на торфяники в процессе накопления в них органического вещества (подробнее см. ниже).

Наблюдается определенная связь повышенного или пониженного содержания общей серы в низинных торфяниках с ботаническим составом генетических типов осадков и степенью их биохимического разложения ОВ. Абсолютные величины содержания общей серы в одноименных генетических типах осадков при прочих равных условиях (зольность, глубина залегания и удаленность от побережья Черного моря) практически одинаковы, хотя могут незначительно варьировать (см. табл. 1). Так, по скв. 105 (Имнатское м-ние) в обр. 69, 70, 72, представленных осоково-тростниковым гелинито-преколлинитовым глинистым торфом, содержание общей серы колеблется от 2,3 до 2,4% при глубинах залегания от 0,25 до 2,25 м. По скв. 8 (Анакийское м-ние) в обр. 143 и 144, представленных древесным гелинито-преколлинитовым слабоглинистым торфом, количество общей серы составляет соответственно 0,57 и 0,70%, а глубины залегания ограничиваются



Фиг. 12. Распределение пирита и общей серы по скв. 11 (Анаклийское торфяное м-ние)



Фиг. 13. Распределение пирита и общей серы по скв. 105 (Имнатское торфяное м-ние)

торфогенным слоем. По скв. 81 (Чурийское м-ние) в обр. 863 и 628 с глубин 3,0 и 4,5 м в одинаковых генетических типах (осоково-древесный гелинито-преколлинитовый глинистый торф) количество общей серы колеблется от 0,15 до 0,40%. В обр. 5 и 6 скв. 217 (Григолетское м-ние), представленных древесным гелинито-преколлинитовым сильноглинистым торфом (глубины 1,40 и 1,75 м), содержание общей серы составляет соответственно 0,14 и 0,30%. Аналогичные взаимоотношения можно наблюдать и по другим скважинам (например, скв. 13, 116 Имнатского м-ния, скв. 15 Кобулетского м-ния и др.).

Если же взять одинаковые генетические типы по разным скважинам (например, скв. 51 и 87 Чурийского м-ния) соответственно обр. 740 (глубина 1,50 м) и 377 (глубина 0,75 м), представленные ризоидо-осоковым гелинито-телинитовым слабоглинистым торфом с гелинито-преколлинитом, то содержание общей серы колеблется от 0,22 до 0,50%. Некоторое различие в количестве общей серы заключается в том, что скв. 87 более удалена от побережья Черного моря (см. ниже).

Из этого можно сделать вывод, что генетические типы осадков одного и того же ботанического состава и одинаковой степени его биохимического разложения имеют при прочих равных условиях одинаковое или очень близкое содержание общей серы.

Посмотрим, существует ли зависимость содержания общей серы от неодинаковой степени биохимического разложения, исходного различного растительного материала, т. е. структуры ОБ торфа и естественно от соотношения органического и минерального вещества в осадке того или иного генетического типа. Так, по скв. 217 (Григолетское м-ние) обр. 279 с глубины 0,5 м представлен древесным гелинито-преколлинитовым глинистым торфом и содержит общей серы 1,02%, тогда как обр. 281 с глубины 1,5 м, отвечающий древесному гелинито-телинитовому глинистому торфу, — 3,48%. Следовательно, решающее значение в накоплении общей серы имеет структура ОБ. Телинитовая структура, как менее плотная и более «рыхлая» по сравнению с преколлинитовой, способствует более свободному доступу морских вод в торфяники, благодаря чему резко (более чем в 3 раза) увеличивается содержание общей серы.

К сожалению, аналогичных примеров больше нет, поскольку органическое вещество имеет преимущественно преколлинитовую структуру, а генетические типы осадков, в которых преобладает песчаный, алевроитовый или глинистый материал, также сочетаются с ОБ преколлинитовой структуры (за исключением скв. 120, Пичорское м-ние, обр. 172, где глина содержит гелинито-посттелинитовый древесный торф).

Если обратиться к генетическим типам торфов, образованных травяными фитодендритами, то здесь наблюдается также полная зависимость содержания серы от генетического типа осадка. Так, по скв. 239 (Набадское м-ние) обр. 1а (ризоидо-осоковый гелинито-телинитовый торф с гелинито-преколлинитом) содержит общую серу в количестве 2,8% при глубине залегания 0,5 м, тогда как в скв. 87 (Чурийское м-ние) обр. 377 (ризоидо-осоковый гелинито-телинитовый слабоглинистый торф с гелинито-преколлинитом) при почти аналогичной глубине залегания содержит ее всего лишь в количестве 0,22%. Подобную картину можно наблюдать и по некоторым другим скважинам (например, скв. 51 Чурийского м-ния, обр. 740; скв. 11 Анаклийского м-ния, обр. 205, 207, 208). К сожалению, здесь материал также ограничен. И наконец, генетические типы моховых болот характеризуются очень низким содержанием общей серы (скв. 14, 15 Кобулетского м-ния).

ИСТОЧНИК ОБЩЕЙ СЕРЫ В ТОРФЯНИКАХ

Поскольку величина «конституционной» серы, как было показано выше, у всех генетических типов осадка достаточно мала и постоянна, резкие колебания сернистости в том или ином типе осадка вызываются прежде всего поступлением серы в форме сульфата из внешних источников. Для подтверждения этого вывода было изучено площадное распределение серы в торфяных залежах Колхиды. В

результате обнаружилась четко выраженная закономерность, которая заключается в уменьшении серы в генетических типах осадков разрезов торфяных залежей в направлении от побережья Черного моря в глубь области торфонакопления и по мере удаления этих разрезов от устьев рек и озерных водоемов, имеющих связь с морем. Так, например (см. табл. 1, фиг. 1), в генетических типах осадков скв. 11 (Анакийское м-ние), расположенной вблизи побережья Черного моря, в целом отмечается значительно больше серы, чем в осадках скв. 8 (то же месторождение), более удаленной от побережья. Нагляден и другой пример по профилю скв. 52—51—87—81 (Чурийское м-ние, см. табл. 1 и фиг. 1), расположенных в порядке удаления от морского побережья в глубь Колхидской низменности, по которому видно закономерное снижение сернистости различных генетических типов осадков по мере удаления от моря. Такая же четкая картина наблюдается и по скв. 239 и 43 (Набадское м-ние). Во всех генетических типах осадков скв. 239 серы содержится во много раз больше, чем в осадках скв. 43, расположенной дальше от моря.

Иллюстрацией факта повышенного содержания серы в участках торфяных залежей, примыкающих к устьям рек (см. фиг. 1), являются разрезы скв. 10, расположенной вблизи устья р. Чурии (Чурийское м-ние), скв. 243, находящейся в окраинной части торфяника у берега р. Тикоры, скв. 217 (Григолетское м-ние), расположенной в части торфяника, контактирующей с водами р. Дедабера (ныне канал) и имеющей связь с морем посредством рек Молтаквы и Копарчи. Довольно много серы в различных генетических типах осадков разреза скв. 105 (Имнатское м-ние), примыкающей к восточному берегу оз. Палиастомы, и скв. 127 (Молтаквское м-ние), прилегающей к нему с юга. В осадках скв. 116, удаленной от оз. Палиастомы и находящейся на одном профиле со скв. 105 (Имнатское м-ние), содержится сравнительно мало серы. Генетические типы осадков разрезов скважин центральных частей низинных болот, а также и окраинных, обращенных в сторону суши, обнаруживают значительно меньше серы. К таким скважинам кроме упомянутых выше относятся скв. 42а, 231 (Набадское м-ние), 83 (Чурийское м-ние), 129, 215 (Григолетское м-ние) и др., расположенные в пределах низинных болот, а также разрезы торфяных залежей верховых болот, представленные скв. 46, 13, 24 (Имнатское м-ние) и 14, 15 (Кобулетское м-ние). Малым содержанием серы характеризуются генетические типы осадков скв. 123 и 121, несмотря на то, что они располагаются непосредственно на северном берегу оз. Палиастомы. Это явление объясняется особенностями гидрологического и гидрохимического режимов этой части области торфонакопления, о чем будет говориться в следующем сообщении, посвященном рассмотрению распределения сульфидов железа в торфяных залежах Колхиды.

Рассмотрим содержание сульфат-иона в водах рек, озер и болот области торфонакопления. Данные табл. 3 свидетельствуют об общем повышенном содержании сульфат-иона в реках и озерах, дренирующих область торфонакопления Колхидской низменности. Так, в реках Ингури, Чурии, Хоби, Циви, Риони, Супсе и оз. Нарто-Цкали при минерализации вод от 100 до 200 мг/л и более сульфат-ион содержится от 11 до 26 мг/л. В областях торфонакопления внутриконтинентального типа (например, в Беларуси) реки и озера, связанные с областями торфонакопления, содержат сульфат-ион в пределах 3—5 мг/л, а концентрация его в количестве 15 мг/л обнаруживается чрезвычайно редко [15]. На общем фоне повышенной сульфатности вод перечисленных рек Колхидской низменности аномально высоким содержанием сульфат-иона выделяются устья рек Тикоры (87 мг/л) и Пичоры (140 мг/л), р. Молтаква на всем своем протяжении от моря до о-ва Палиастомы (96—189 мг/л), воды оз. Палиастомы (648 мг/л). В Черном море содержание сульфатов составляет 998 мг/л. Аномально низким содержанием сульфат-иона характеризуются реки Натанеби, Чолоки, Кинтриши. В них (при минерализации вод от 64 до 82 мг/л) содержание сульфат-иона не превышает 2—4 мг/л и не увеличивается даже в устьях. Как видно из табл. 3, почти по всем рекам Колхидской низменности, за исключением

Таблица 3

Содержание сульфат-иона, хлор-иона и железа в водах рек Колхидской низменности, мг/л

Место отбора пробы	Расстояние от берега моря, км	Время отбора	Минерализация, мг/л	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Fe _{вал}
Устье р. Ингури	0,02	X/1971 г.	195,0	23,00	14,0	Нет
	0,1	X/1971 г.	180,0	18,0	6,0	»
	0,2	X/1975 г.	152,0	17,28	10,64	0,02
Р. Ингури	3,2	X/1975 г.	154,0	16,32	9,93	0,04
	9,0	X/1975 г.	148,0	14,40	11,35	0,05
Устье р. Тикори	0,03	X/1971 г.	1238,0	87,41	553,18	Нет
Устье р. Чурри	0,03	X/1975 г.	208,0	19,20	65,25	0,13
Устье р. Хоби	0,03	Y/1975 г.	164,0	11,52	17,02	0,10
Р. Хоби	3,8	X/1975 г.	170,0	9,60	12,06	0,05
От устья р. Циви (вверх по течению)	2,3	X/1975 г.	98,0	13,44	10,64	0,14
Оз. Нарто-Цкали	1,2	X/1975 г.	90,0	17,28	10,64	0,10
Р. Риони	5,6	X/1971 г.	264,0	18,24	49,64	0,01
	30,0	X/1971 г.	146,0	6,72	Нет	0,02
	0,4	X/1975 г.	220,0	23,04	69,35	0,02
	5,8	X/1975 г.	188,0	21,12	8,87	0,02
	22,3	X/1975 г.	180,0	Нет		0,04
Устье р. Пичоры	0,02	X/1971 г.	178,0	140,0	921,0	—
	5,5	X/1971 г.	177,0	38,0	14,0	—
	7,5	X/1971 г.	196,0	35,0	10,0	—
	19,0	X/1971 г.	229,0	4,0	8,0	—
Устье р. Кукани (при впадении в р. Пичора)	12,0	X/1971 г.	182,0	21,10	30,90	Нет
Центральная часть оз. Палиастомы	4,0	X/1975 г.	953,0	648,00	4758,73	0,01
Р. Капарча	4,4	X/1975 г.	170,0	21,12	107,80	0,05
Устье р. Супса	0,02	X/1975 г.	150,0	26,88	39,01	0,02
	5,0	X/1975 г.	112,0	11,52	11,34	0,04
	7,9	X/1975 г.	112,0	14,40	9,34	0,02
	12,9	X/1975 г.	108,0	24,96	8,86	0,02
Устье р. Натанеби	0,01	X/1975 г.	72	2,59	6,38	Нет
Устье р. Чолоки	0,01	X/1975 г.	65	Нет	6,38	—
Р. Кинтриши	0,15	X/1975 г.	80,0	3,84	0,08	0,12
	2,5	X/1975 г.	82,0	3,84	0,08	0,02
	5,7	X/1975 г.	64,0	3,84	0,08	0,01
Черное море (в районе с. Приголепи)		X/1971 г.	13396	998,00	7027,82	0,04
Атмосферные осадки: в районе Молтавы		X/1971 г.	10,85	2,00	1,34	—
в районе г. Кобулет		X/1964 г.	47,0—68,88	5,71—10,70	4,45—25,0	
			Иногда до 197,61	Иногда до 25,50	Иногда до 88,88	

Натанеби, Чолоки, Кинтриши, содержание сульфат-иона оказывается заметно больше в устьевых частях по сравнению с участками рек, удаленными от устьев. Так, например, в устье р. Ингури сульфат-иона содержится от 17,28 до 23 мг/л, а вверх по течению — 16,32—14,40 мг/л. В устье р. Супсы сульфат-ион присутствует в количестве 26,88 мг/л, а на 5 км выше — 11,52 мг/л. Особенно нагляден пример по р. Пичоре, в устье которой сульфат-ион составляет 140 мг/л, а вверх по течению реки его концентрация резко падает, но все же сохраняется повышенной на протяжении более 7 км, и только на расстоянии 19 км от устья его содержание снижается до 4 мг/л.

Характерно, что во всех случаях снижение концентрации сульфат-иона в воде четко контролируется еще большим снижением концентрации хлор-иона, являющегося, как известно, индикатором участия моря в формировании солевого состава вод.

Из табл. 3 также видно, что во всех реках Колхидской низменности, исключая Натанеби, Чолоки и Кинтриши, отмечается повышенное содержание хлор-иона, особенно в устьевых частях, и корреляционная связь его концентрации в воде с концентрацией сульфат-иона. Это свидетельствует о значительном проникновении морской воды в перечисленные реки Колхидской низменности и о морском происхождении сульфат-иона в их воде. В отличие от этого, море слабо влияет на формирование солевого состава вод рек Натанеби, Чолоки и Кинтриши вследствие их более крутого профиля и большей скорости течения в низовьях по сравнению с реками Ингури, Хоби, Риони, Супсы и др., в водах которых содержится во много раз больше сульфат- и хлор-иона. Что касается грунтовых вод, питающих низинные торфяные болота Колхиды, то, по данным В. А. Сихарулидзе, Л. А. Харатишвили, В. И. Беселия и др. (фондовый материал), отмечается особенно резкое увеличение их общей минерализации в прибрежной полосе шириной 1,5—2 км. Это происходит, как считают авторы, за счет резкой концентрации хлоридно-натриевых солей в связи с влиянием морской воды, в которых сульфат-ион является третьим компонентом. Минерализация грунтовых вод прибрежной полосы, как показывают исследования И. П. Микадзе, Л. А. Харатишвили, Н. В. Долидзе (фондовые материалы), зависит от прилива и отлива морских вод и выпадения атмосферных осадков. Наибольшее влияние моря, по их данным, на формирование солевого состава грунтовых вод прибрежной полосы оказывается в засушливое время года. В связи с этим повышается общая минерализация воды и в ее составе появляется много ионов морского происхождения. Повышенная концентрация сульфат-ионов в устьевых частях рек, озерах, имеющих связь с морем, и грунтовых водах прибрежной полосы Черного моря хорошо увязывается с выявленными закономерностями распределения серы на площади области торфонакопления Колхидской низменности. Следовательно, сера в торфяные болота низинного типа поступала в составе сульфат-иона, а ее концентрация определялась концентрацией сульфат-иона в питающей грунтовой и речной водах. Подтверждением этому является также факт очень малого содержания серы в торфяных болотах верхового типа, как это было показано ранее (см. табл. 3) на примерах скв. 124, 46 (Набадское торфяное болото) и скв. 14, 15 (Кобулетское торфяное болото). Водное питание последних осуществляется атмосферными осадками, которые, как правило, имеют очень малую концентрацию сульфат- и хлор-иона. Так, в районе р. Молтаквы атмосферные осадки содержат 2 мг/л сульфат-иона и 1,34 мг/л хлор-иона, при общей их минерализации 10,85 мг/л. В районе г. Кобулет, по данным гидрометеостанции [11], концентрация сульфат-иона в атмосферных осадках зоны 1—1,5 км от берега моря в течение года колеблется от 5,71 до 11 мг/л, в редких случаях повышается до 25 мг/л (см. табл. 3). Однако торфяные болота в Кобулетах располагаются за пределами этой зоны.

В табл. 4 приведены данные по содержанию сульфат- и хлор-иона в торфяно-болотных водах Колхидской низменности, из которых следует, что минера-

Содержание сульфат-, хлор-иона и железа в торфяно-болотных водах Колхидской низменности, мг/л

Место отбора пробы (номер скважины)	Генетический тип осадка	Минерализация, мг/л	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Fe _{вал}
Западная окраина болота, 0,15 км от берега моря. Побережье Черного моря южнее р. Окуми (703)	Глина серо-бурая, с комковатой текстурой, корешками древесных растений и аттитом (современная почва)	143,0	206,40	468,07	0,55
Западная окраина Зоргатского болота, 0,5 км от берега моря (711)	Осоково-тростниковый гелинито-преколлинитовый глинистый торф	80,0	Нет	21,99	0,20
Западная окраина Анакийского болота, 0,5 км от берега моря (700)	Песок средне-разнозернистый, буровато-серый, в нижней части с травяным аттитом	224,0	53,76	66,66	0,25
На берегу р. Тикоры, 0,5 км от впадения ее в море (243)	Глина серо-бурая, с комковатой текстурой, корешками древесных растений и диатомовыми водорослями	142,0	5,76	29,79	0,65
Восточная окраина Чурийского болота, 6 км от берега моря (370)	Древесный, гелинито-преколлинитовый, глинистый торф	168,0	1,44	4,61	0,04
Западная окраина Набадского болота, 0,8 км от берега моря (239)	Ризоидо-осоковый гелинито-гелинито-преколлинитовый торф с гелинито-преколлинитом	125,0	Следы	18,44	0,07
Восточная окраина Набадского болота, 6,5 км от берега моря (230)	Осоковый гелинито-преколлинитовый торф	61,0	6,72	5,67	0,01
Восточная окраина Набадского болота, 9 км от берега моря (238)	Глина серо-бурая с комковатой текстурой и корешками древесных растений (современная почва)	118,0	Нет	4,26	0,01
Центральная часть западной окраины Молтаковского болота, 1 км от берега моря (208)	Древесный гелинито-преколлинитовый глинистый торф	118,0	*	26,0	0,01
Западная часть южной окраины Молтаковского болота, 1 км от берега моря (204)	Глина серо-бурая с комковатой текстурой и корешками древесных растений (современная почва)	100,0	9,83	14,89	0,04
Западная часть южной окраины Молтаковского болота, 0,4 км от берега моря и 0,6 км от русла р. Супса (203)	Алеврит мелкозернистый, глинистый, буровато-серый с корешками древесных растений и аттитом (современная почва)	99,0	21,21	37,33	0,01

Примечание. Время отбора проб — X/1971 г.

лизация вод колеблется в широких пределах (от 61 до 224 мг/л), но в целом оказывается несколько ниже минерализации речных вод, питающих торфяники северной и центральных частей Колхидской низменности (см. табл. 3). Содержание сульфат-иона колеблется также в широких пределах (от 206 мг/л до аналитического нуля). Малое (6,72—1,44 мг/л) содержание сульфат-иона или его отсутствие характерно для торфяно-болотных вод восточных окраин областей торфонакопления, питание которых осуществляется водами, сформировавшимися без сколько-нибудь существенного влияния моря. На это указывает очень небольшое (4,26—5,67 мг/л) содержание хлор-иона в торфяно-болотных водах, например, проб скв. 370, 230 и 238. Малое (9,83—5,76 мг/л) содержание сульфат-иона, характерное для торфяно-болотных вод западных окраин областей торфонакопления (пробы вод скв. 711, 243, 239, 208, 204), объясняется десульфатизацией питающих болото вод вследствие редукции в них сульфат-иона. На первоначально повышенную концентрацию сульфат-иона в воде, питающей эти участки торфяных залежей, указывает значительное содержание хлор-иона в торфяно-болотных водах, а также довольно высокая сернистость осадков — например, скв. 243 Тикорского м-ния и 239 Набадского м-ния (см. табл. 1). К. И. Лукашев, В. А. Ковалев и др. [15] факт десульфатизации болотных вод в областях торфонакопления Беларуси рассматривают как отражение процессов раннего диагенеза болотных отложений.

* * *

Чем же, в конце концов, определяются особенности и количественное распределение сульфатредуцирующих бактерий в разрезах торфяников, представленных определенными и в то же время разнообразными генетическими типами осадков. К числу последних относятся генетические типы как торфов с тем или иным количеством терригенно-глинистого материала, так и песчаных, алевроитовых и преимущественно глинистых осадков с весьма различной степенью их заторфованности или небольшим содержанием органического вещества.

Из приведенного выше анализа распределения сульфат-ионов морской воды в торфяниках, выраженных в том или ином количестве общей серы⁴, следует, что при прочих разных условиях она связана непосредственно с генетическими типами осадков, основными составляющими которых являются соотношения органического и минерального вещества, природой и типом растений-торфообразователей, их структурой, возникающей при биогеохимическом разложении тканей — древесных, травяных и моховых торфообразователей. Количество же сульфат-ионов морской воды, поступающих в торфяник и формирующих гидрогеохимические особенности грунтовых вод, зависит от расположения разрезов торфяников по отношению к линии побережья Черного моря. В целом, чем ближе к урезу воды располагается край торфяника, тем больше сульфат-ионов морской воды проникает в торфяник и, следовательно, содержит большее количество общей серы.

Но и здесь есть различия. Более благоприятными участками являются устья рек, куда практически беспрепятственно на то или иное расстояние в больших количествах проникают морские воды (в условиях обширной низменности с малым углом наклона русел рек). Они непосредственно контактируют с торфяниками, и в их краевых частях накапливается в соответствии с их генетической природой более повышенное количество общей серы по сравнению с остальными участками побережья. Сочетанием этих фактов (генетического типа осадков и их расположением по отношению к линии побережья) определяются локализация зон интенсивной бактериальной сульфатредукции, источники общей серы, пространственное и временное ее распределение в разрезах торфяных залежей. Чем

⁴ Сюда же входит и сера растений-торфообразователей, которая практически не влияет на баланс общей серы.

дальше от уреза воды Черного моря одноименные генетические типы осадков, тем меньше в них общей серы и наоборот. Моховые верховые торфяники практически не соприкасаются с сульфат-ионами морской воды, а поэтому характеризуются весьма незначительным количеством общей серы.

Количественное распределение общей серы по разрезу зависит также от глубины залегания осадков генетических типов. Выше упоминалось, что при прочих равных условиях (одинаковые генетические типы и расстояния от уреза воды) нижние горизонты торфяников содержат повышенное количество общей серы в результате интенсивного и длительного проникновения морских вод в толщу торфяников. Этому благоприятствует также структура органического вещества, а именно телинитовая, более благоприятная, чем коллинитовая. Исключения бывают в двух случаях: 1) если торфяник имеет сложное строение, т. е. содержит прослойки терригенно-глинистых, особенно последних, осадков, то нижележащие генетические типы могут иметь более низкое содержание общей серы или не столь быстрое нарастание ее количества вниз по разрезу; 2) если торфяник в процессе своего образования мог в те или иные промежутки времени находиться на разном удалении от уреза морской воды.

Таким образом, комплексный литолого-фациальный анализ формирования торфяных залежей Колхидской низменности Рионского межгорного прогиба позволил выяснить особенности гидрохимической природы общей серы, которая обуславливается обогащением торфяников сульфат-ионом Черного моря. Это позволило определить локализацию зон интенсивной бактериальной сульфатредукции, источники серы и пространственное ее распределение в торфяниках Колхиды.

Список литературы

1. *Архангельский А. Д.* Сернистое железо в отложениях Черного моря//БМОИП. 1934. № 12 (3). С. 431—441.
2. *Баас-Бекинг Л. Г., Каплан И. Р., Мур Д.* Пределы колебаний pH и окислительно-восстановительного потенциала природных сред//Геохимия литогенеза. М.: Изд-во иностр. лит., 1963. С. 11—84.
3. *Бегак Д. А., Беликова Н. М.* Количество и распределение микроорганизмов в верховых торфяниках//Тр. Н.-и. торфяного ин-та. 1934. Вып. 14. С. 75—96.
4. *Боголюбова Л. И.* Исходный растительный материал торфов приморских областей голоценового торфонакопления (Колхида, Южная Прибалтика, Западная Куба, Флорида)//Генезис осадков и фундаментальные проблемы литологии. М.: Наука, 1989. С. 151—175.
5. *Боголюбова Л. И.* Особенности превращения тканей растений-торфообразователей в приморских голоценовых областях торфонакопления и микрокомпонентный состав торфов//Осадочная оболочка Земли в пространстве и во времени. М.: Наука, 1989. С. 131—146.
6. *Боголюбова Л. И., Котов В. А.* Седиментогенез в области торфонакопления Колхидской низменности//Литология и полез. ископаемые. 1989. № 5. С. 37—58.
7. *Боголюбова Л. И.* Палеогеография области торфонакопления Колхидской низменности в голоцене//Литология и полез. ископаемые. 1989. № 1. С. 69—89.
8. *Боголюбова Л. И.* Генетическая классификация торфов приморских областей голоценового торфонакопления//Литология и полез. ископаемые. 1990. № 2. С. 115—126.
9. *Боголюбова Л. И., Тимофеев П. П.* Вещественный состав торфов и особенности его изменения в процессе углеобразования//Угленосные формации и угольные месторождения. М.: Наука, 1968. С. 93—105.
10. *Воларович М. П., Тропинин В. П.* Электронно-микроскопические исследования микрофлоры в различных видах торфа//Тр. Калининск. торф. ин-та. 1963. Вып. 13. С. 5—18.
11. Ежемесячные данные по химическому составу атмосферных осадков за 1962—1965 гг. Л.: Изд. Гидрометеослужбы СССР, 1970. 156 с.
12. *Кизильштейн Л. Я., Минаев Л. Г.* Исследования бактериальной сульфат-редукции в торфе в связи с проблемой сернистости углей//Химия тв. топлива. 1972. № 4. С. 116—122.
13. *Кизильштейн Л. Я.* Генезис серы в углях. Ростов-н/Д.: Изд-во Ростов. гос. ун-та, 1975. 198 с.
14. *Курбатова-Беликова Н. М.* Итоги изучения микробиологической деятельности в естественных торфяных залежах//Тр. Ин-та торфа АН БССР. 1954. Т. 3. С. 35—45.

15. Лукашев К. И., Ковалев В. А., Жуховицкая А. Л. и др. Формы и динамика серы в торфах и осадках озер Белоруссии//Литология и полез. ископаемые. 1972. № 3. С. 34—47.
16. Перельман А. И. Геохимия элементов в зоне гипергенеза. М.: Недра, 1972. 288 с.
17. Пигулевская Л. В., Раковский В. Е. Химический состав торфообразователей и влияние его на состав торфов//Тр. Ин-та торфов АН БССР. 1957. Т. VI. С. 3—11.
18. Стацук М. Ф. Проблема окислительно-восстановительного потенциала в геологии. М.: Недра, 1968. 208 с.
19. Тимофеев П. П. Юрская угленосная формация Южной Сибири и условия ее образования//Тр. ГИН АН СССР. 1970. Вып. 198. 208 с.
20. Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И. Генезис гумусовых углей и особенности их распределения в различных тектонических типах угленосных формаций СССР//Геология угленосных формаций и стратиграфия карбона СССР. М.: Наука, 1965. С. 21—44.
21. Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И. О постседиментационных изменениях глинистых минералов и органического вещества в торфяниках Колхиды//Литология и полез. ископаемые. 1969. № 25. С. 151—154.
22. Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И. Постседиментационные изменения органического вещества в зависимости от литологических типов пород и фациальных условий их накопления//Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1970. С. 169—189.
23. Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И. Фации и изменение глинистых минералов в торфяниках Рионского межгорного прогиба//Литология и полез. ископаемые. 1972. № 3. С. 48—75.
24. Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И., Семенова М. Г. Роль минерального вещества различных фациальных типов осадков в преобразовании растительного материала в раннем литогенезе//Природа органического вещества современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1973. С. 245—256.
25. Timofeev P. P., Bogolyubova L. I. Diagenesis of organic substance in peat bogs the Rioni intermontaine depression Transcaucasian//Advances in organic Geochemistry. Actes 6-e Congr. Internat. Geochimie Organique. Rueil-Malmison, France, 1975. P. 571—585.
26. Timofeev P. P., Bogolyubova L. I. Relation of changes of Organic and Clay substances in deposits of Recent peat accumulation areas//Petrographie organique et potentiel petrolires Editions du Centre National de la Recherche scientifique. P.: 1975. P. 153—172.
27. Timofeev P. P., Bogolyubova L. I. Facies and authigenic clay formation peat bogs of the Rioni intermontane through//Compte rendu VII Congr. Internat. Stratigr. et Geol. Carbonif. Krefeld, 1971. P. 290—306.

Геологический институт РАН,
Москва

Поступила в редакцию
7.VI.1993

УДК 556.332.625(265)

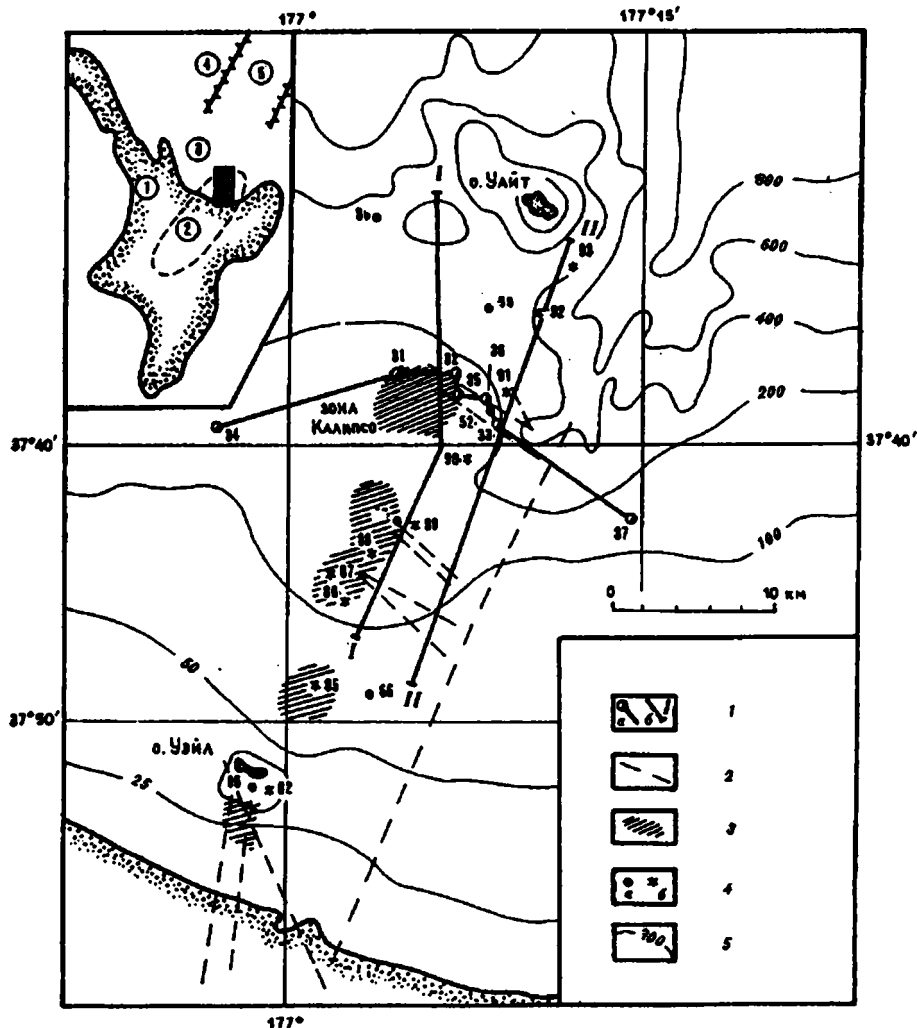
© 1994 Осипенко А. Б., Егоров Ю. О., Фазлуллин С. М.,
Гавриленко Г. М., Шулькин В. И., Черткова Л. В.

СОВРЕМЕННАЯ ПОДВОДНАЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ В ЗОНЕ ТАУПО-РОТОРУА (ЗАЛИВ ПЛЕНТИ, НОВАЯ ЗЕЛАНДИЯ)

Проведенные исследования детализировали строение и вещественный состав осадочной и водной толщ в районе активной подводной гидротермальной деятельности в южной части зал. Пленти (Северный остров, Новая Зеландия). Геофизическими методами установлена приуроченность гидротермальной системы к тектонически обособленной зоне со сложным строением осадочного чехла. Химическим и минералогическим исследованиями подтверждено отсутствие сколько-нибудь заметного регионального влияния современной деятельности подводных гидротерм на особенности состава и рудной минерализации этих образований. Показано, что собственно гидротермальные образования, выделяемые в пределах развития однотипных осадков, приурочены непосредственно к зонам разгрузки гидротерм на дне. Отсутствие выраженных гидрохимических аномалий в совокупности с присутствием «фавелов» аномальных концентраций растворенных в воде газов свидетельствуют о преимущественно газотермальном характере разгрузки.

Район исследования расположен в южной части зал. Пленти (Северный остров, Новая Зеландия) между вулканическими островами Уайт и Уэйл (фиг. 1). Геологическое строение района обусловлено его положением на морском продолжении активной вулканической зоны Туапо-Роторуа (ВЗТР). В рельефе дна южной части зал. Пленти продолжение ВЗТР отчетливо выражено в виде зоны северо-восточного простираия (размер 40 × 150 км) [9], характеризующейся холмистым рельефом с развитыми долинами и хребтами. Эта зона занимает центральное положение на шельфе залива (захватывая и часть континентального склона) и отделена от более выровненных восточной и западной зон двумя крупными линеаментами. Эти тектонические элементы интерпретируются как продолжение крупных наземных сбросов, образующих границы депрессии ВЗТР [8]. В рельефе дна они представлены уступами на склоне, которые на своем северном окончании сопряжены с параллельно идущими каньонами и трогами. Непосредственно внутри центральной зоны находятся два андезит-дацитовых вулкана: разрушенная вулканическая постройка Матухора (о-в Уэйл) расположена на внутреннем шельфе, а активно действующий вулкан о-ва Уайт возвышается над одноименным хребтом на границе шельфа и континентального склона. Оба острова-вулкана трассируют линию вулканов наземной части ВЗТР.

В пределах исследуемого района установлены проявления современной подводной гидротермальной деятельности (ПГД), уверенно фиксируемые в толще воды как гидроакустические аномалии [10, 13] и непосредственно наблюдавшиеся с борта подводных обитаемых аппаратов [19] и водолазами. Изучение ПГД в данном районе представляет несомненный интерес для оценки ее влияния на химический состав и характер минерализации донных осадков, а также воздействия ее на окружающие морские воды. В настоящее время в научной литературе появилось значительное число публикаций, посвященных изучению ПГД в зал. Пленти [5—7, 10, 12—14, 18, 19 и др.] Однако любой новый материал о проявлении ПГД в этом районе представляет большой интерес и заслуживает внимательного рассмотрения. В предлагаемой работе представлены результаты



Фиг. 1. Карта-схема района работ в южной части зал. Пленти

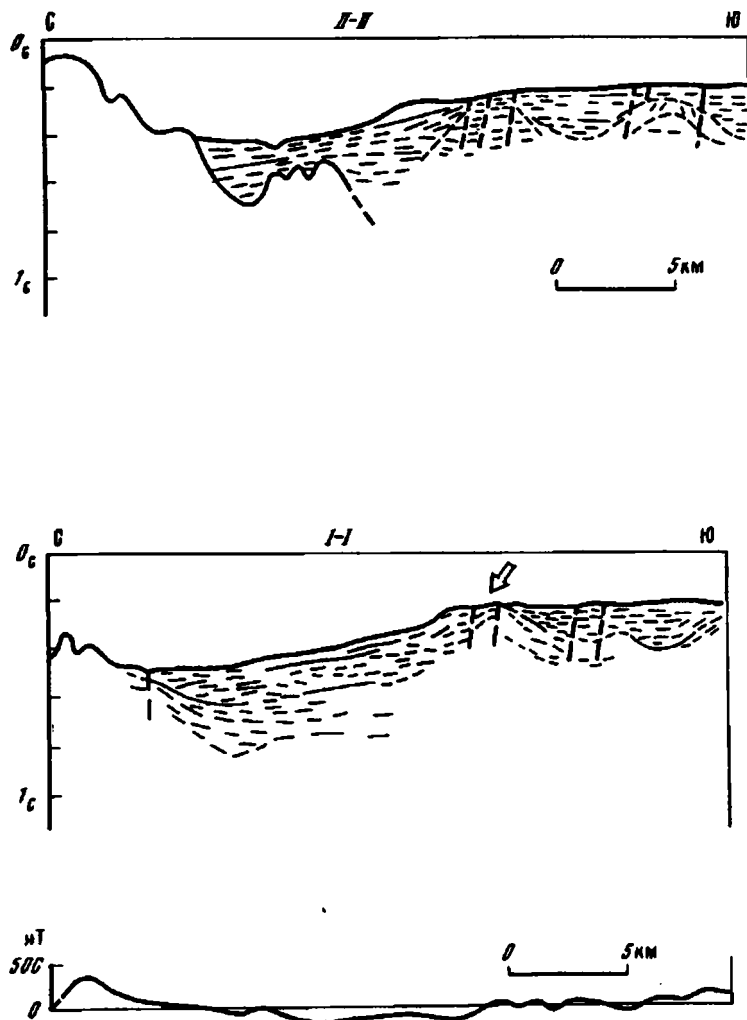
1 — положение линии дискретного гидрохимического опробования в районе выхода ПГД Калипсо (а) и профилей непрерывного сейсмоакустического профилирования (б) (римскими цифрами обозначены их номера); 2 — разрывные нарушения, выявленные в ходе работ и известные по литературным данным [8]; 3 — зоны разгрузки газов на дне, выделенные по гидроакустическим аномалиям в толще воды; 4 — станции отбора проб донных осадков грунтовыми трубками и их номера: (а — 30-й рейс НИС «Вулканолог», февраль — март 1988 г., б — рейс НИС «Тарануи», июнь 1970 г. [14]); 5 — изобаты, м

На врезке показано положение района работ. Цифрами обозначены: 1 — Северный остров, Новая Зеландия; 2 — вулканическая зона Таупо-Роторуа; 3 — район работ в южной части зал. Пленти; 4 — хр. Колвилл; 5 — трог Хавр

комплексных геофизических, литолого-минералогических и гидрохимических исследований, полученных в 18-м рейсе НИС «Академик Несмеянов» (1990 г.) и в 30-м рейсе НИС «Вулканолог» (1988 г.).

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Геофизическое изучение района исследований проводилось по серии субпараллельных галсов СВ-ЮЗ-направления. Сгущение сети галсов осуществлялось вблизи о-ва Уэйл, где ранее были выделены зоны активной гидротермальной



Фиг. 2. Интерпретация фрагментов сейсмограмм по профилям НСП I—I и II—II (положение профилей см. на фиг. 1). На разрезах показано положение отражающих границ и разрывных нарушений. Вертикальный масштаб на разрезах дан в секундах удвоенного времени распространения сигнала. Для профиля I—I приводится график аномального магнитного поля. Стрелкой указано положение выхода ПГД Калипсо

разгрузки, приуроченные к небольшим изометричным депрессиям [10]. Интерпретация данных одноканального непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСП) показывает, что единичные вулканические постройки и хребет о-ва Уайт дают сильные параболические сейсмически непрозрачные отражения, типичные для пород вулканического фундамента (фиг. 2, профиль II—II). Северо-восточное простирание вулканических структур (общее для ВЗТР) контролируется разрывными нарушениями. Отрицательные формы палеорельефа заполнены осадками, мощность которых нигде не превышает 150—200 м. Осадки, судя по характеру отражений, имеют субгоризонтальную слоистость. Мы предполагаем эрозию антиклинальных форм рельефа в фазу стояния уровня моря. Поверхностные слои осадочного чехла иногда нарушены конседиментационными оползнями.

Другой интересной особенностью осадочного разреза района является присутствие слоев, упирающихся наверху в кровельное налегание, а внизу переходящее

в слои, облекающие дно (см. фиг. 2, профиль I—Л). Это свидетельствует о переходе от обстановки осадконакопления с активной гидродинамикой к условиям малоподвижных вод, что также, по-видимому, связано с периодическими колебаниями уровня моря.

На сейсмограммах участков шельфа выделены уступы (коррелируемые по соседним профилям), амплитуда которых не превышает 20—30 м. С большинством из них связаны разрывные нарушения типа сбросов, наибольшее число которых сосредоточено на внешнем шельфе. Следует отметить, что и разрывные нарушения, оперяющие основные тектонические структуры, и пологие складчатые формы в осадочной толще имеют северо-западное простирание.

На бровке шельфа в поддонных отражениях отчетливо выражена куполообразная структура. Примечательно, что ее вершина совпадает в плане с положением активной зоны ПГД, известной в научной литературе под названием «Калипсо» [19] (см. фиг. 2, профиль I—Л).

В аномальном магнитном поле исследуемого района четко выделяются вулканические структуры хребта о-ва Уайт. Они характеризуются положительными аномалиями от 250 до 600 нТ и являются северной оконечностью пояса магнитных аномалий ВЗТР, связанных с цепью андезитовых вулканов и прослеживающихся на расстояние до 250 км [5]. Большая часть магнитных аномалий двухэкстремумного типа приурочена к коническим формам рельефа. Такой характер аномалий свидетельствует о простой форме магнитных тел, намагниченных по современному геомагнитному полю. На внутреннем шельфе локальные положительные аномалии небольшой амплитуды, вероятно, приурочены к ядрам антиклинальных складок. Заслуживает внимания факт отсутствия выраженных магнитных аномалий в местах активной разгрузки подводных гидротерм.

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Особенности состава донных осадков на морском продолжении ВЗТР связаны с положением района исследований на границе двух областей с принципиально различными обстановками седиментогенеза: невулканической (восточной) и вулканической (западной) зон зал. Пленти. Эти области отчетливо выделяются по батиметрическим, геофизическим и литологическим характеристикам. Осадки восточной зоны, резко преобладающие в исследуемом районе, представлены голоценовыми зеленовато-серыми илами, образовавшимися преимущественно в результате размыва граувакк мезозойского возраста из осевых хребтов Северного острова. Голоценовая осадочная призма, имеющая, по данным Е. П. Кона и Дж. П. Глэсли [17], мощность порядка 20 м, утончается в сторону берега и по направлению к границе внешнего шельфа с континентальным склоном, где сменяется средне- и крупнозернистыми песками с редкой граувакковой галькой. Песчаная фракция, составляющая в голоценовых осадках района 10—25%, представлена полевошпатовыми песками с большим количеством риолитового пузыристого стекла. Подобный состав характерен для осадков западной зоны зал. Пленки, генезис которых связан с активной вулканической деятельностью в пределах ВЗТР. Основные литологические вариации донных осадков в поле развития голоценовой призмы илов связаны с появлением хорошо развитых белых слоев риолитового пепла (которые скоррелированы с датированными извержениями наземных вулканов ВЗТР [17]), прослоев ракушечного детрита и вулканокластики. Последняя является продуктом андезитовых эксплозий о-ва Уайт и отмечается в радиусе 15—20 км от острова (последовательно уменьшаясь в количестве по мере удаления от него).

Соотношение глинистой и песчаной фракций в однотипных осадках незначительно варьирует по разрезу и площади. Первая количественно явно преобладает, составляя 75—90% от объема породы. Минералогически данный тип осадков близок к образованиям глауконитового типа [4]. В составе глинистой фракции преобладают диоктаэдрические слоистые силикаты: гидрослюды, смек-

Относительное содержание минералов в пелитовой фракции (менее 0,01 мм)
донных осадков южной части зал. Пленги, %

Номер пробы	Интервал опробования, см	Гидрослюда	Хлорит	Смектит	Кварц	Кальцит
95/1	0—5	64	29	7	—	—
95/2	38—40	65	24	11	+	—
95/3	78—80	68	27	5	+	—
95/4	118—120	60	34	6	—	—
95/5	157—160	41	8	54	—	—
52/1	0—2	65	23	12	—	—
52/2	50—52	57	30	13	—	—
55/1	0—2	51	37	12	—	—
55/2	106—108	49	33	18	+	+
63/1	0—2	64	29	6	—	—
63/2	109—110	57	29	14	—	—
66/1	0—2	69	26	5	—	—
66/2	65—66	61	22	17	—	—

Примечания. 1. В номере пробы в числителе указан номер станции опробования, а в знаменателе — горизонта опробования. 2. Знак «—» означает отсутствие минерала, знак «+» — присутствие. 3. В таблице приведены результаты интерпретации данных рентгенофазового анализа (выполнен в ЦЛ ПНИИС, г. Симферополь).

титы (монтмориллонит, нонтронит, бейделлит), каолинит. При рентгенофазовом и электронно-микроскопическом исследованиях обнаружены также железисто-магнезиальные хлориты, галлуазит, морденит, кальцит и гидроксиды железа. На основании относительного содержания минералов глинистой фракции (табл. 1) и их распределения по разрезу в наиболее глинистой фракции (табл. 1) и их распределения по разрезу в наиболее представительных колонках осадков (В-30-95 и В-30-63) для верхней части разреза осадочной толщи можно выделить две минералогические зоны: 1) преимущественного развития гидрослюда (до 70%) и хлорита (до 30%) (хлоритово-гидрослюдистую); 2) с преобладанием гидрослюда (до 53%) и смектитов (до 41%) (гидрослюдисто-смектитовую). Значительное количество смектитов появляется в интервале 100—120 см. В обеих зонах содержатся остатки разнообразных органических форм с карбонатным и опаловым скелетами.

Особое внимание привлекает характер рудной минерализации в донных осадках района исследования. В западной прибрежной части о-ва Уэйл на глубине 12—15 м были обнаружены низкотемпературные (15—22° С) газогидротермальные просачивания. К ним были приурочены гидротермальные образования нескольких типов: налеты и тонкие (0,1—0,5 мм) корочки сульфидов на поверхности валунов; песчаные агрегаты, сцементированные сульфидным материалом, а также псевдоморфозы, развивающиеся по органическим формам с образованием тонкокристаллических скоплений. Главной особенностью низкотемпературных сульфидов, обнаруженных на этом участке ПГД, является их тесная парагенетическая ассоциация с магнетитом. Практически все рудные образования представляют собой кристаллы магнетита, в той или иной степени замещенные снаружи сульфидами. Отобранная под микроскопом «мономинеральная» сульфидная фаза при обработке перекисью водорода оказалась на $\frac{2}{3}$ состоящей из магнетита. Сульфидная составляющая имела состав: Fe — 37,5%, Mn — 591 мкг/г, Zn — 502 мкг/г, Cu — 57 мкг/г, Ni — 141 мкг/г, свидетельствующий, что преобладающим сульфидом является пирит. Псевдоморфозы пирита по магнетиту указывают

Химический состав донных осадков южной части зал. Пленги

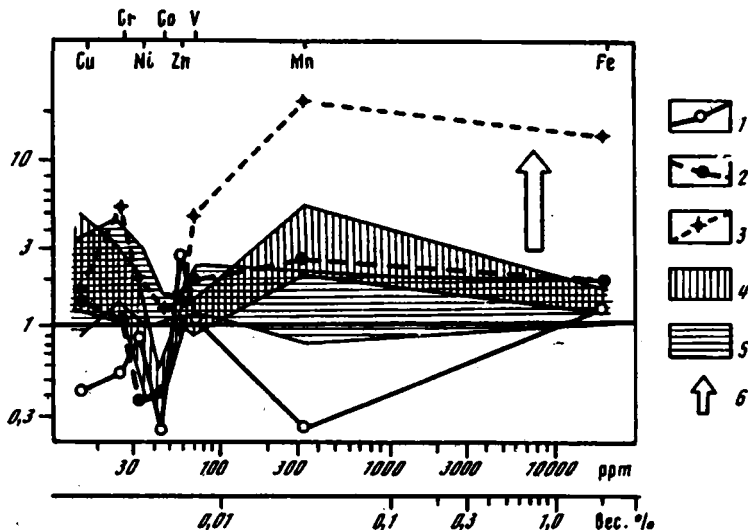
Элемент	Число проб	Среднее содержание	Стандартное отклонение	Интервал опробывания, см
Fe	68	3,46	0,87	2,47—4,52
Ti	49	0,37	0,08	0,20—0,52
Mn	57	0,13	0,07	0,04—0,32
Co	38	19	6	10—32
Ni	57	50	32	10—115
Cu	57	48	31	15—147
Zn	68	79	22	28—146
Rb	49	86	12	47—102
Sr	49	239	23	185—284
Y	49	21	4	13—27
Zr	49	174	14	130—199
Nb	49	8,5	3,1	0,3—13,1
Mo	49	4,6	1,6	1,7—8,5
Hg	62	11,5	10,2	1,0—45,6

Примечания. 1. Содержания Fe, Ti и Mn приведены в вес.%, Hg — в $10^{-6}\%$, остальных элементов — в граммах на тонну. 2. Анализы выполнены атомно-абсорбционным и рентгенофлуориметрическими методами в ЦХЛ СТГЭ «Дальморгеология» (г. Петропавловск-Камчатский), аналитики Л. Г. Осипенко, О. А. Черенкова.

на метасоматическую природу сульфидов, образующихся в результате просачивания сероводорода через магнетитсодержащий песок. Концентрация микроэлементов соответствует диагенетическому аналогу из осадков Черного моря [1] и значительно меньше, чем в пиритах высокотемпературных гидротерм [2]. В наиболее полно изученной колонке осадков (В-30-95), отобранной в этой же зоне, наблюдается закономерное увеличение количества сульфидов вниз по разрезу колонки. В интервале 5—10 см от поверхности осадка доля рудных минералов составляет около 3% от объема породы, в интервале 48—50 см — 5%, а в интервале 148—150 см — 8—10%. Следует отметить, что характер рудной минерализации в этой колонке находится в полном соответствии с наблюдавшимися здесь вариациями физико-химических параметров осадка, и в частности с увеличением температуры осадков в нижней части колонки до 82,5° С, понижением значений pH и Eh, а также возрастанием количества серы с глубиной [7]. В колонках, отобранных из осадков вне зоны ПГД, содержание рудной составляющей значительно ниже.

ГЕОХИМИЯ ДОННЫХ ОСАДКОВ

Изучение распределения основных породообразующих и некоторых рассеянных элементов в пробах донных осадков, отобранных по профилю между островами Уэйл и Уайт, позволяет говорить о слабой изменчивости химического состава пород как по профилю, так и по разрезу верхней части изученной нами толщи. Содержание большинства элементов в этих пробах (табл. 2) хорошо сопоставимо с их концентрациями, приводимыми в работе [14] для проб из колонок осадков, отобранных приблизительно в этих же точках: В свою очередь обе эти выборки химических составов пород отражают особенности, присущие вулканогенным породам среднего состава, что согласуется с представлениями [12] о доминирующей роли в составе осадков исследуемой зоны продуктов размыва мезозойских андезитовых граувакк осевых хребтов Северного острова и о подчиненном значении кислых четвертичных вулканитов ВЗТР. Это хорошо видно на диаграмме (фиг. 3) при сопоставлении полей составов по соответствующим выборкам с положением эталонной линии, отражающей состав андезитовых граувакк, нормированный к составу осадков, в которых отсутствует обогащение металлами [12]. На этой



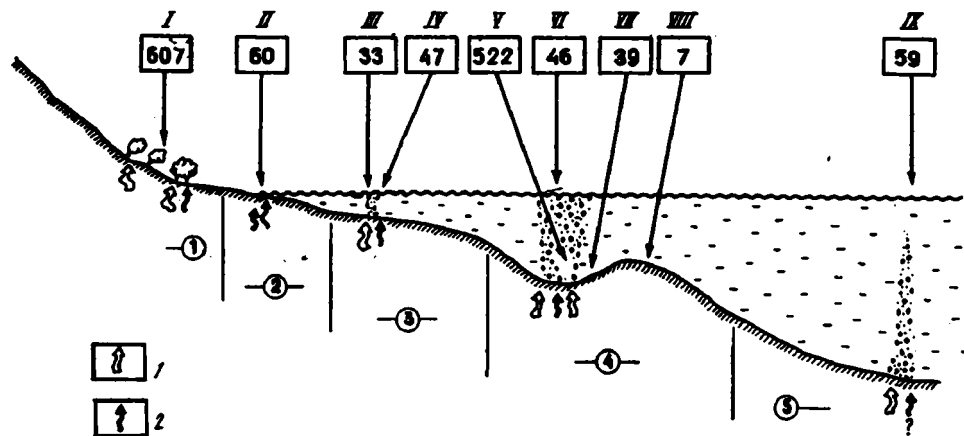
Фиг. 3. Содержание химических элементов в различных типах морских донных осадков южной части зал. Пленти. Положение фигуративных точек и полей соответствует составам пород нормированным к составу «необогатенных» осадков [12]

1—3 — тренд состава (1 — гидротермальных глин зоны Калипсо [20], 2 — андезитовых граувакк осевого хребта Северного острова, Новая Зеландия [11], 3 — тонкодисперсного коллоидного материала, осаждающегося на геохимическом барьере «морская вода — кислый ручей» вблизи о-ва Уайт [12]); 4—5 — поле составов донных осадков зал. Пленти (4 — по данным 30-го рейса НИС «Вулканолог», 5 — по [14]); 6 — направление относительного увеличения концентраций химических элементов в донных осадках

диаграмме отчетливо видно, что гидротермальные глины, отобранные с борта подводного обитаемого аппарата непосредственно на одном из грифонов в зоне ПГД Калипсо [20], имеют иной состав, характеризующийся резкой обедненностью Cu, Cr и Mn. Принципиально иной характер распределения элементов отмечается в тонкодисперсном коллоидном материале, выпадающем на геохимическом барьере морская вода — кислая речка вблизи о-ва Уайт [12]. В этом случае содержание всех изученных компонентов значительно выше.

В целом наблюдаемые особенности химизма исследуемых пород подтверждают сделанные ранее выводы [12, 14, 19] о том, что для изученной зоны в южной части зал. Пленти отсутствует сколько-нибудь значимое региональное обогащение донных осадков металлами в процессе ПГД. Для этой зоны можно говорить лишь о локальных участках, где концентрации ряда элементов повышены. Так, например, вблизи о-ва Уайт увеличение концентраций Fe, Mn, Zn, Ni, Cr [12] вниз по колонке вызвано изменением минерального состава донных осадков, что в свою очередь связано с накоплением минералов тяжелой фракции в нижней части слоя волновой переработки. В более глубоководных частях залива, где гидродинамическая активность меньше, минералогическая и геохимическая дифференциации в пределах верхнего слоя (15—30 см) осадков не выражены.

Собственно гидротермальное изменение донных осадков в результате ПГД устанавливается только в пределах однотипных осадков. Одной из разновидностей таких образований являются темно-серые алевриты, отобранные в пределах газогидротермального поля к югу от о-ва Уэйл на глубине 40 м [6, 7]. Температура осадков на момент отбора составляла от 17 до 82,5° С, характерен запах сероводорода. Алевритовые осадки, взятые вне зоны ПГД, имеют температуру 10—12° С, зеленовато-серую окраску и не пахнут сероводородом. Исследование проб, отобранных на участке газогидротермальной разгрузки, показало, что концентрация легкоподвижных фаз Fe, Mn и Zn убывает по мере увеличения температуры осадка, которая в свою очередь отражает интенсивность гидротер-



Фиг. 4. Содержание ртути в осадках на различных участках схематизированного разреза о-ва Уэйл — зона ПГД Калипсо. Концентрации ртути приводятся в $\mu\text{г}/\text{г}$ (аналитик Н. Я. Мочалина)
 I — грунт наземной термальной площадки о-ва Уэйл; II — песок из литорали береговой части термальной площадки; III — песок с глубины 10—12 м на южном подводном склоне о-ва Уэйл; IV — титаномagnetитовые песчаные агрегаты, сцементированные сульфидами; V — ил из внутренних полостей серных газовыводящих трубок активной воронки у о-ва Уэйл; VI — ил из активной зоны воронки; VII — ил из неактивных внутренних склонов воронки; VIII — грунт за пределами активной воронки; IX — ил из активной зоны Калипсо; 1—2 — выходы (1 — газовые, 2 — термальные). Остальные условные обозначения см. на фиг. 1

мальной переработки терригенных алевроитовых осадков. Одновременно возрастает содержание восстанавливаемых форм тех же металлов. При этом сумма подвижных форм Fe и Mn с увеличением температуры уменьшается, а Zn — остается постоянной. Следовательно, при гидротермальной переработке происходит выщелачивание легкоподвижных форм Fe, Mn и Zn из осадков с частичной (Fe, Mn) или полной (Zn) фиксацией мобилизованных металлов в составе гидроксидных фаз. На суммарное количество металлов и содержание подвижных форм Cu и Ni в глинистых осадках у о-ва Уэйл степень гидротермальной переработки влияет незначительно.

Другой разновидностью гидротермально измененных осадков в южной части зал. Пленги являются алевропелитовые отложения светло-шоколадного цвета, приуроченные непосредственно к зонам разгрузки ПГД в песках у о-ва Уайт. Для них характерно повышенное содержание Fe, Ni и Cu, которое обусловлено высокими концентрациями литогенных форм этих металлов (не извлекаемых применявшейся системой вытяжек). Вероятно, это продукты гидротермальной переработки вулканических пород о-ва Уайт, обогащенные раскристаллизованными гидроксидами железа. На наш взгляд, примесью именно такого материала обусловлено повышение содержания Fe, Ni, Cu, отмеченное ранее в осадках вблизи о-ва Уайт [12].

Во всех отобранных пробах донных осадков района исследования определяли содержание ртути. Анализ показал, что для песчаных грунтов мелководных активных зон к югу от о-ва Уэйл характерны довольно высокие содержания этого металла ($> 30 \cdot 10^{-6}\%$). Это, однако, в 20 раз меньше, чем в грунтах наземного участка термального поля острова. Анализ на ртуть глинистых, более глубоководных осадков, поднятых в районе подводной воронки близ о-ва Уэйл, показал, что содержания Hg на ее дне (активная зона) выше, чем на соседних неактивных участках дна: соответственно 100 и $10 \cdot 10^{-6}\%$. Последнее значение, очевидно, характеризует фон района. Максимальные концентрации ртути были установлены в осадке, заполняющем серные и серно-сульфидные газовыводящие трубки, пронизывающие высокотемпературные илы на дне воронки (более $500 \cdot 10^{-6}\%$).

Содержание металлов в морской воде южной части зал. Пленти, мкг/л

Номер станции	Горизонт, м	Fe	Mn	Cu	Zn
39	280	3,4/8,5	0,30/0,07	0,22/2,63	0,24/22,13
50	180	2,6/1,5	0,09/0,08	0,17/0,38	0,43/7,38
	205	2,6/2,0	0,13/0,11	0,44/2,00	0,38/18,13
49	90	18,0/30,8	0,50/0,09	0,93/4,12	1,90/30,50
	140	3,7/8,5	0,05/0,04	0,21/2,63	0,40/22,13
	160	4,8/15,25	0,17/0,07	0,26/2,13	0,52/38,25
	180	3,3/11,06	0,22/0,08	0,39/3,07	1,23/55,75
51	150	1,6/12,12	0,22/0,07	0,22/1,75	0,37/21,25
53	170	3,7/5,12	0,16/0,25	0,13/1,38	0,47/20,75
54	275	2,8/9,75	0,11/0,15	0,28/1,35	1,33/23,75
60	25	3,3/4,75	0,07/0,15	0,18/1,12	0,52/24,00
36/2	0	8,0/10,8	0,16/0,22	0,28/3,25	0,68/12,50
	40	8,0/3,5	0,24/0,25	0,24/3,38	1,14/9,25
	90	13,0/7,0	0,28/0,29	0,32/5,21	0,96/43,25
70	0	68,8/19,1	1,32/0,31	2,60/10,87	6,70/72,90
	30	21,9/14,25	0,47/0,15	0,78/2,21	2,50/42,90
	45	31,6/25,0	0,72/0,25	0,94/5,38	3,20/52,50
Морская вода [2]		1,0/5,0	0,03/0,40	0,12/1,40	0,30/5,00
Остров Уэйл (источник)		—/69100	—/160	—/180	—/240
Остров Уайт (ручей)		—/83200	—/2700	—/800	—/1040

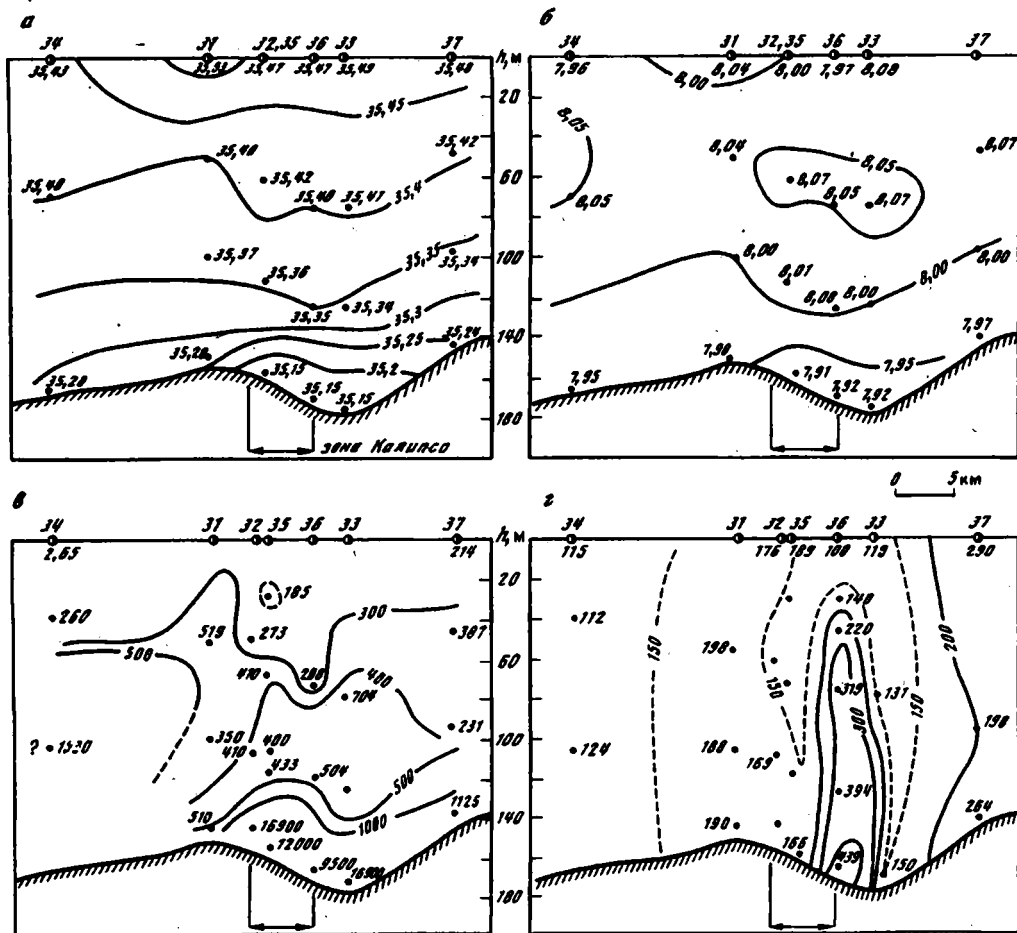
Примечания. 1. В числителе приведена взвешенная фаза, в знаменателе — растворенная. 2. Анализ проб морской воды проводился с предварительным концентрированием. Количественные определения осуществлялись атомно-абсорбционным методом в ЦХЛ ИВ ДВО АН СССР (г. Петропавловск-Камчатский). Аналитик Н. А. Тюрина.

Содержание Hg в осадках зоны Калипсо в целом одного порядка с концентрациями этого металла в донных грунтах других активных участков дна района. Оно ниже, чем на изученном участке термального поля вблизи о-ва Уэйл. Сказанное не относится к гидротермальным глинам, непосредственно слагающим грифоны, через которые происходит разгрузка ПГД в зоне Калипсо. Для этих отложений установлены аномально высокие ($89,5 \cdot 10^{-4}\%$) концентрации ртути [19]. Сравнительно невысокие содержания ртути для большинства донных отложений зоны Калипсо не могут свидетельствовать о меньшей активности на этом участке дна, поскольку не только интенсивность потока ртути из недр является определяющим процессом, регулирующим величину концентрации этого металла на поверхности. Большую роль здесь играют окружающая среда и физико-химические свойства грунтов-коллекторов. Распределение ртути в донных и наземных осадках изучаемой зоны показано на генерализованной схеме (фиг. 4).

ГАЗО- И ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для зал. Пленти, особенно для той его части, которая расположена в районе островов Уайт и Уэйл, характерно повышенное по сравнению с открытыми частями океана содержание металлов, как растворенных в морской воде, так и находящихся во взвеси (табл. 3). Это, очевидно, обусловлено широким развитием ПГД в районе. Однако подобное утверждение справедливо не для всех элементов. Неожиданно низкие концентрации зафиксированы для марганца (в обеих фазах). В растворенной фазе его даже меньше, чем величина среднего содержания марганца в морской воде [3], что само по себе необычно, поскольку в других известных районах ПГД повсеместно наблюдается увеличение концентрации марганца в сотни и тысячи раз [16].

Интересное, на наш взгляд, явление наблюдалось в зоне разгрузки ПГД к югу от о-ва Уэйл, где содержание взвешенного вещества значительно выше, чем



Фиг. 5. Распределение гидрохимических параметров в морской воде на вертикальном профиле через зону ПГД Калипсо. Приведены данные, полученные при дискретном гидрохимическом опробовании различных горизонтов водной толщи (положение профиля см. на фиг. 1)

а — соленость, ‰; б — pH; в — метан CH_4 , $\text{n} \cdot 10^{-6}$ об.%; г — углекислый газ CO_2 , $\text{n} \cdot 10^{-3}$ об.%

в окружающих водах зал. Пленти. При этом максимальные концентрации отмечаются не в придонном слое, а в поверхностном. Это может быть вызвано интенсивным развитием планктона или же эффектом флотации, когда частицы взвеси выносятся на поверхность пузырьками газа. Подтверждением последнего служит факт близости отношений концентраций рассмотренных элементов во взвеси по всей глубине водной толщи в данной точке.

В районе зоны Калипсо было проведено дискретное гидрохимическое опробование вдоль линии, пересекающей ее в субширотном направлении (см. фиг. 1). По результатам анализа полученных проб с различных горизонтов водной толщи были построены гидрохимические разрезы, характеризующие распределение ряда параметров и химических компонентов. Наиболее показательные из них приведены на фиг. 5. По величине солености (см. фиг. 5, а) наблюдается довольно хорошая стратификация морских вод до глубин 120—130 м, однако по величине pH (см. фиг. 5, б) для этих глубин она не прослеживается. Вниз по разрезу оба этих параметра начинают уменьшаться, достигая минимального значения в сравнительно локальной области, совпадающей в плане с активной зоной Калипсо.

Очевидно, что такая картина распределения S и pH связана с ПГД, приводящей к распреснению (вследствие пресноводного характера термальных растворов [15]) и уменьшению pH в водах, прилегающих к активной зоне.

Подтверждение этого — характер распределения растворенных газов на рассматриваемых гидрохимических разрезах. Наиболее показательными в этом отношении оказались метан и углекислый газ (см. фиг. 5, а, з). Метан образует придонную аномалию, превышающую на один-два порядка фон, а CO_2 формирует «факел» аномальных концентраций, простирающийся от дна и практически до поверхности воды, превышая фоновые значения в несколько раз. Увеличение концентрации CO_2 понижает значения pH в воде. Вне всякого сомнения, повышенные содержания этих газов в морской воде связаны с ПГД зоны Калипсо, что, как было замечено выше, отразилось и на величине других параметров среды.



Исследованиями, проведенными в рейсах 30 НИС «Вулканолог» и 18 НИС «Академик Несмеянов», были уточнены предыдущие и получены новые данные о строении зоны ПГД в южной части зал. Пленти, составе слагающих ее образований и особенностях проявления гидротермального процесса. Основные выводы могут быть сформулированы следующим образом.

1. Геофизическими методами установлена приуроченность проявлений гидротермальной разгрузки на дне к тектонически обособленной зоне, являющейся морским продолжением района активного наземного вулканизма Таупо-Роторуа. Особенности строения осадочного чехла изученной зоны являются: наличие частично эродированных складок, присутствие шлейфов вулканокластики и газонасыщенных осадков, большое число разрывных нарушений.

2. Осадочные образования, развитые в зоне проявления ПГД, представлены главным образом продуктами размыва андезитовых граувакк мезозойского возраста из осевых хребтов Северного острова. Подтверждены сделанные ранее выводы об отсутствии сколько-нибудь значимого регионального обогащения этих осадков металлами в процессе ПГД.

3. Рудная минерализация в верхней части осадочного разреза представлена в основном сульфидными образованиями нескольких типов, генезис которых связан с метасоматическими преобразованиями первичного магнетита при просачивании сероводорода через магнетитсодержащий песок.

4. Собственно гидротермальные образования установлены в зонах непосредственной разгрузки подводных гидротерм. От однотипных осадков их отличают температура, физико-химические параметры, H_2S -насыщенность, а также характер поведения подвижных форм металлов в них.

5. Газо- и гидрохимическими исследованиями установлено отсутствие контрастных локальных аномалий в водной толще района по большинству измеренных параметров. Исключением являются растворенные в воде метан и углекислый газ, образующие «факелы» аномальных концентраций на участках разгрузки подводных гидротерм. Это подчеркивает преимущественно газовый характер ПГД района.

Список литературы

1. Волков И. И., Фомина Л. С. Роль сульфидов железа при накоплении микроэлементов в осадках Черного моря // Литология и полез. ископаемые. 1972. № 2. С. 18—24.
2. Геологическое строение и гидротермальные образования хребта Хуан-де-Фука / Под ред. А. П. Лисицына. М.: Наука, 1990. 200 с.
3. Гордеев В. В., Лисицын А. П. Микроэлементы // Океанология. Химия океана. Т. 1. М.: Наука, 1979. С. 337—375.

4. Липкина М. И. Зеленые глины в осадках переходной зоны от континентов к океанам и их значение в практической и теоретической геологии//Тихоокеан. геология. 1990. № 4. С. 22—32.
5. Льюис К. Б., Пантин Х. М. Пересечение окраинного бассейна с континентом: структура и осадки залива Пленти, Новая Зеландия//Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С. 208—234.
6. Меньяйлов И. А., Фазлуллин С. М., Егоров Ю. О. и др. Новые литолого-геохимические исследования на подводном гидротермальном поле у о-ва Уэйл (Новая Зеландия)//Докл. АН СССР. 1991. Т. 317. № 4. С. 976—979.
7. Фазлуллин С. М., Егоров Ю. О., Биличенко А. А. и др. Литолого-геохимические исследования на подводном гидротермальном поле у о-ва Уэйл (Новая Зеландия)//Вулканология и сейсмология. 1992. № 1. С. 24—32.
8. Cole J. W. Structural control and origin of volcanism in the Taupo volcanic zone, New Zealand//Bull. Volcanol. 1990. V. 52. P. 445—459.
9. Doyle A. C., Carter L., Glasby G. P., Lewis K. B. Bay of Plenty sediments. New Zealand Oceanographic Institute chart, Coastal series, 1: 200 000. Dept. Sci. Industr. Res. Wellington, 1979.
10. Duncan A. R., Pantin H. M. Evidence for submarine geothermal activity in the Bay of Plenty//N. Z. J. Marine and Freshwater Res. 1969. № 3. P. 602—606.
11. Ewart A., Taylor S. R., Capp A. C. Trace and minor elements geochemistry of the rhyolitic volcanic rocks, Central North Island, New Zealand: Total rock and residual liquid data//Contr. Mineral. Petrol. 1968. V. 18. P. 76—104.
12. Giggenbach W. H., Glasby G. P. The influence of thermal activity on the trace metal distribution in the marine sediments around White Island, New Zealand//Geochemistry. Bull. Dept. Sci. Industr. Res. 1977. № 218. P. 121—126.
13. Glasby G. P. Direct observation on columnar scattering associated with geothermal gas bubbling in the Bay of Plenty, New Zealand//N. Z. J. Marine and Freshwater Res. 1971. V. 5. № 3/4.
14. Glasby G. P. Geochemical dispersion patterns associated with submarine geothermal activity in the Bay of Plenty, New Zealand//Geochem. J. 1975. V. 9. P. 125—138.
15. Hedenquist J. W. Geothermal systems in the Taupo volcanic zone: their characteristics and relation to volcanism and mineralisation//Bull. Royal Soc. N. Z. 1986. V. 23. P. 134—168.
16. Hekinian R., Francheteau J., Ballard R. D. Morphology and evolution of hydrothermal deposits at the axis of the East Pacific Rise//Oceanologica Acta. 1985. V. 8. P. 147—155.
17. Kohn B. P., Glasby G. P. Tephra distribution and sedimentation rates in the Bay of Plenty, New Zealand//N. Z. J. Geol. Geophys. 1978. V. 21. P. 49—70.
18. Lyon G. L., Giggenbach W. F., Singleton R. J., Glasby G. P. Isotopic and chemical composition of submarine geothermal gases from the Bay of Plenty, New Zealand//Geochemistry Bull. Dept. Sci. Industr. Res. 1977. № 218. P. 65—67.
19. Sarano F., Murphy R. C., Houghton B. F., Hedenquist J. W. Preliminary observations of submarine geothermal activity in the vicinity of White volcano, Taupo volcanic zone, New Zealand//J. Roy. Soc. N. Z. 1989. V. 19. P. 449—459.

Институт вулканологии ДВО РАН,
Петропавловск-Камчатский

Поступила в редакцию
18.XII.1991

УДК 550.4:552.323.5+553.32(265)

© 1994 Дмитриев Ю. И., Горшков А. И., Дмитриева М. Т.,
Березовская В. В., Долинина Ю. В., Каленчук Г. Е.,
Муравицкая Г. Н.

ХИМИЗМ БАЗАЛЬТОВ, Fe — Mn-КОНКРЕЦИЙ И КОРОК С ПОДВОДНЫХ ГОР СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

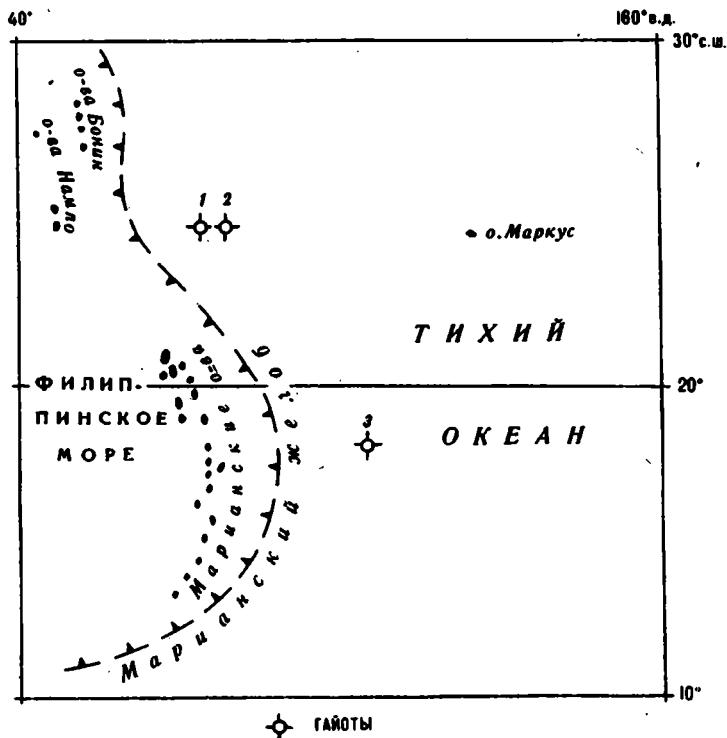
На основе сравнительного анализа вещественного состава базальтовых пород, Fe — Mn-конкреций и корок с подводных гор северо-западной части Тихого океана (гайоты Кастор и Поллукс, Магеллановы горы) выявлены сходные особенности химизма базитов и пространственно с ними сопряженных Fe — Mn-образований. Предполагается наличие генетической связи между конкрециями (корками) и местным базальтовым субстратом, обусловленной участием в образовании конкреций и корок ряда элементов, поступавших из базальтов при их гальмиролизе в придонные воды и осадки, а оттуда — в вещество гидротенных Fe — Mn-образований.

В 1988 г. в ходе 13-го рейса НИС «Академик Александр Несмеянов» под руководством Б. И. Васильева (ТОИ АН СССР) были проведены успешные драгировки гайотов Кастор (25°39'—25°53' с. ш., 146°44'—147°09' в. д.) и Поллукс (25°34'—25°51' с. ш., 147°34'—147°46' в. д.), а также Магеллановых гор (16°57'—18°04' с. ш., 150°23'—152°22' в. д.) в северо-западной части Тихого океана (фиг. 1). Со склонов подводных гор в интервале глубин 5440—1040 м были подняты обломки магматических и осадочных пород, а также Fe — Mn-конкреции и корки.

На основе этих материалов представляется рациональным еще раз рассмотреть проблему зависимости состава Fe — Mn-конкреций и корок от состава базальтового субстрата, на котором образовались эти корки или осадки с конкрециями. Желательность такого анализа определяется тем, что наряду в доминирующими в литературе представлениями о формировании конкреций и корок вследствие поступления компонентов их вещества из океанской воды, поровых растворов, донных осадков [1, 4, 12, 13, 17] и отсутствии связи между составом конкреций и корок и породами твердой океанской коры [12] есть основания предполагать наличие такой связи, прежде всего с базальтами океанского ложа [16].

В пользу такой точки зрения свидетельствуют данные о выносе из базальтовых пород при циркуляции сквозь них морской воды таких рудных компонентов конкреций и корок, как Mn, Cu, Zn [8], и медленность роста конкреций и корок, в среднем 2—4 мм/млн лет [1], что позволяет проявиться процессам миграции петрогенных и рудных элементов из измененных подводным выветриванием базальтов океанского ложа [6, 11] в вышележащие осадки и придонные воды, а оттуда в конкреции и корки.

Роль пород базальтового фундамента океана как одного из источников вещества Fe — Mn-конкреций и корок подтверждается данными о совмещенности полей Fe — Mn-конкреций с областями развития высокожелезистых базальтов [2, 5, 7, 8], о приуроченности конкреций и корок с Co и Pt к гайотам, в составе вулканических построек которых имеются обогащенные Ni, Co и Pt пикрит-базальтовые комплексы [2], о возрастании содержаний Ni, Co, Pt в нижних частях корок на слагающих гайоты породах [1, 14, 17].



Фиг. 1. Схема расположения изученных подводных гор
1 — гайот Поллукс; 2 — гайот Кастор; 3 — Магеллановы горы

Наиболее убедительными доводами в пользу наличия прямой связи между составом базальтов конкретных участков и морфоструктур океанского ложа и развитых здесь же Fe — Mn-конкреций и корок были бы однотипные значения и вариации определенных химических параметров базальтов и пространственно с ними сопряженных конкреций и корок. Для выявления таких параметров нами осуществлен многоаспектный сравнительный анализ вещественного состава базальтовых пород, Fe — Mn-конкреций и корок с подводных гор северо-западной части Тихого океана. Результаты этого анализа изложены в последующих разделах статьи.

ПЕТРОГРАФИЯ И ПЕТРОХИМИЯ БАЗАЛЬТОВЫХ ПОРОД ПОДВОДНЫХ ГОР

Ассоциации базальтовых пород гайотов Кастор, Поллукс и Магеллановых гор, сходные по своему видовому составу, в то же время отличаются определенными петрографическими и петрохимическими особенностями. Очевидно, что проявление этих же особенностей и в составе Fe — Mn-конкреций и корок в соответствующих подводных возвышенностей может подтвердить роль базальтов океанского ложа как источников вещества для Fe — Mn-образований. В силу этих соображений описание петрографии и петрохимии базальтовых пород подводных гор приводится отдельно для гайотов Кастор, Поллукс и Магеллановых гор.

Базальтовые породы гайотов Кастор и Поллукс. Опробование склонов этих двух подводных возвышенностей было осуществлено в диапазоне глубин 4700—1700 м, в результате чего были получены образы пикритов и пикробазальтов, анкарармитовых, оливиновых, плагиоклаз-порфириновых, афировых базальтов и трахибазальтов. Для всех перечисленных пород, несмотря на широкую вариативность количественно-минерального состава, структур и текстур, характерны

постоянное присутствие оливина, вкрапленников пороодообразующих минералов и стекловатого или криптокристаллического мезостазиса, наличие миндалекаменных разностей. Общность базовых характеристик части базальтовых пород гайотов Кастор и Поллукс, возможность представить их состав в виде ряда дифференциатов единого расплава позволяет дать их групповое описание.

Группа пикритов, пикробазальтов, оливиновых и афировых базальтов объединяет породы с содержанием оливина, последовательно уменьшающимся от 15—60% в пикритах и пикритобазальтах до 1—5% в афировых базальтах, причем только этот минерал, наряду с присутствием в матрице породы, содержится в существенном количестве и в виде вкрапленников размером до 1—3 мм. Содержание плагиоклаза в виде лейст размером до $0,08 \times 0,6$ мм составляет от 10 до 60% (в зависимости от степени раскристаллизации породы), по составу это лабрадор An_{60-65} , содержащий 0,2—0,3% ортоклазового компонента (табл. 1). В виде единичных зерен встречаются корродированные вкрапленники плагиоклаза размером до $0,7 \times 1,2$ мм. Моноклинный пироксен, бесцветный или буроватый, представленный авгитом $Wo_{40}En_{37}Fs_{23}$ в пикритах и салитом $Wo_{45}En_{29}Fs_{26}$ в афировых базальтах (см. табл. 1), содержится в количестве 10—40% в виде зерен размером до 1 мм. Рудный минерал (ильменит и титаномагнетит) содержится в количестве от 2 до 10% в виде выделений размером в сотые доли миллиметра. Стекловатый и криптокристаллический мезостазис составляет от 3 до 40% объема пород. Вторичными минералами являются: смектит, иддингсит, боулингит, хлорофеит, серпентин, тальк, хлорит, кальцит. Структура базальтов от гиалопилитовой и интерсертальной до офитовой и пойкилофитовой. При амигдалоидной текстуре количество миндалинов достигает 50%, а их размеры — 5 мм. В миндалинах содержатся смектит, цеолиты, кальцит.

Петрохимические параметры пород описываемой группы (табл. 2) указывают на их принадлежность к базитам нормального ряда щелочности и калиево-натриевой серии. О их генетическом родстве и образовании в результате дифференциации единой исходной магмы свидетельствует последовательное возрастание в ряду пикриты — оливиновые базальты — афировые базальты таких показателей, как общая железистость $FeO'/(FeO' + MgO)$, равная 0,30; 0,41; 0,57, глиноземистость $Al_2O_3/(Fe_2O_3 + FeO + MgO)$, равная 0,18; 0,38; 0,75, и снижение величин Na/K (4,0; 3,7; 3,1) и Ni/Co (14,2; 8,7; 4,7). По значению такого параметра, как Ti/V , равному 38—55, пикриты, оливиновые и афировые базальты гайотов Кастор и Поллукс отвечают базальтам океанского ложа и разностям, переходным к базальтам океанских островов [18].

Группа анкарамитовых базальтов, плагиоклаз-порфировых базальтов и трахибазальтов имеет признаки принадлежности с субщелочному ряду пород: повышенное содержание ортоклазового компонента в плагиоклазах и характер моноклинного пироксена, представленного салитом и титанавгитом.

Анкарамитовые базальты являются меланократовой породой, состоящей из плагиоклаза 10—20% (лабрадор — битовнит $An_{70}Or_{1,2}$), лилово-бурого моноклинного пироксена — 40—60% (авгит-салит $Wo_{41-45}En_{45-30}Fs_{14-25}$) в виде зерен размером 0,03—0,15 мм в матрице породы и вкрапленников размером до $0,2 \times 0,4$ мм, оливина — от 5 до 20%, содержащегося в основной массе породы в виде выделений размером $0,1 \times 0,2$ мм и вкрапленников величиной до $0,5 \times 0,8$ мм, рудного минерала с содержаниями 3—8% и размерами выделений, составляющими сотые доли миллиметра. Присутствие в анкарамитовых базальтах стекловатого и криптокристаллического мезостазиса в количестве 15—25% обуславливает интерсертальную структуру пород. Текстура их массивная, иногда миндалекаменная. Содержание миндалинов до 15%, размер до 0,6 мм, выполнены они хлоритом и кальцитом.

Плагиоклаз-порфировые базальты и трахибазальты отличаются от анкарамитовых базальтов существенно более высоким содержанием плагиоклаза (от 30 до 65%), представленного лабрадором $An_{63-59}Or_{0,6-0,8}$, который содержится в виде лейст основной массы породы размером $0,03 \times 0,4$ мм и вкрапленников размером

Компонент	Гайот Кастор								
	плаггиоклаз					моноклинный пироксен			
	12/1	18/5	15/4	13/1-я	13/1-к	12/1	18/5	15/4-я	15/4-к
SiO ₂	50,5	51,66	50,76	50,39	54,29	51,93	44,46	49,58	45,15
TiO ₂ *	0,08	0,08	0,10	0,08	0,18	1,65	3,25	1,43	4,45
Al ₂ O ₃	30,81	30,56	31,85	29,58	29,50	3,70	7,28	4,91	9,34
FeO	0,67	0,77	0,88	0,39	0,97	9,96	14,43	5,66	8,61
MnO	—	—	—	—	—	0,22	0,23	0,12	0,15
MgO	0,23	0,23	0,05	0,10	0,10	13,26	9,77	14,36	10,79
CaO	13,93	13,91	14,42	13,16	12,73	19,40	20,62	21,94	21,91
Na ₂ O	4,02	3,45	3,33	4,30	4,93	0,34	0,42	0,31	0,51
K ₂ O	0,05	0,04	0,22	0,11	0,14	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	0,20	0,15	0,48	—
NiO	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,29	100,70	101,61	98,11	102,84	100,66	100,73	98,79	100,91
An	66,1	69,3	70,1	62,8	58,6	—	—	—	—
Or	0,3	0,2	1,2	0,6	0,8	—	—	—	—
En	—	—	—	—	—	37,3	28,7	45,0	29,9
Wo	—	—	—	—	—	40,1	44,9	40,6	45,5
Fs	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Название	Лабрадор					Авгит	Салит	Авгит	Салит

Примечание. Породы нормальной щелочности: 12/1 — пикрит, 18/5 — афировый базальт. Породы повышенной щелочности: 15/4 — анкармитовый базальт, 77/26 — плаггиоклаз-порфировый базальт, 13/1 — трахибазальт. Буквы после номера образца обозначают: в — вкрапленник, я — ядро, к — край. Анализы выполнены на микрозонде «Камека MS-46» Г. Н. Муравицкой.

* Содержание железа в форме Fe₂O₄.

до 0,7 × 1,5 мм. Содержание бесцветного и буроватого моноклинного пироксена от 10 до 30%, размер его выделений до 0,4 × 0,5 мм. Оливин содержится в описываемых породах в количестве от 1 до 15% в виде зерен размером до 0,3 × 0,8 мм. Характерной особенностью плаггиоклаз-порфировых базальтов и трахибазальтов, наряду с высоким содержанием плаггиоклаза, является обогащенность (8—12%) титаномагнетитом (TiO₂ = 29%), присутствующим в виде выделений размером 0,02—0,1 мм. Породы отличаются также значительным содержанием стекловатого базиса (от 15 до 70%), трахитоидностью и миндалекаменной текстурой. Содержание миндалин 20—30%, размеры до 1—3 мм.

При анализе распределения описанных выше пород по глубине их нахождения на гайотах выясняется, что в интервале от 4700 до 3500—3000 м встречаются пикриты и пикробазальты, оливиновые, плаггиоклаз-порфировые и афировые базальты и трахибазальты. Выше, в интервале 2900—1700 м встречаются анкармитовые, оливиновые и плаггиоклаз-порфировые базальты, в интервале 2000—1700 м отмечены только анкармитовые и оливиновые базальты.

Базальтовые породы Магеллановых гор. При драгировках на двух подводных возвышенностях в интервале глубин 5440—1730 м были подняты фрагменты пикробазальтов, анкармитовых, оливиновых, оливин-пироксен-плаггиоклаз-порфировых, пироксен-плаггиоклаз-порфировых, плаггиоклаз-порфировых, афировых базальтов и трахибазальтов. Перечисленные породы сложены одними и теми же минералами, отличаясь их содержаниями и вариациями состава, а также структурами и текстурами, что позволяет рассматривать базальты Магеллановых гор как серию дифференциатов единой исходной магмы. На основе специфических количественно-минеральных и структурных особенностей породы серии могут быть подразделены на несколько групп.

Группа пикробазальтов, анкармитовых и оливиновых базальтов отличается высоким содержанием оливина, присутствием этого минерала в составе матрицы

базальтов подводных гор, вес. %

Гайот Кастор				Магеллановы горы			
оливин	рудный минерал			плагиоклаз		моноклинный пироксен	
12/1	12/1	18/5	13/1	77/26-в	77/26	77/26-я	77/26-к
39,83	0,90	1,39	1,33	50,22	52,85	46,76	51,08
—	46,77	22,28	28,62	0,07	0,23	2,67	1,20
—	0,36	2,66	2,12	32,11	30,37	8,05	4,88
9,82	49,13	70,45 *	61,57 *	0,41	0,82	7,76	6,56
0,17	0,46	0,63	0,66	—	—	0,15	0,15
47,83	2,54	0,91	1,38	—	0,03	12,48	14,64
0,27	0,17	0,35	0,28	14,86	12,98	20,94	21,10
—	—	—	—	3,10	4,15	0,44	0,34
—	—	—	—	0,08	0,23	—	—
0,15	—	0,10	0,10	—	—	0,41	0,25
0,39	—	—	—	—	—	—	—
98,46	100,33	99,11	96,06	100,85	101,66	99,66	100,20
—	—	—	—	72,2	62,6	—	—
—	—	—	—	0,5	1,3	—	—
—	—	—	—	—	—	37,2	42,5
—	—	—	—	—	—	45,8	44,9
89,6	—	—	—	—	—	—	—
Хризолит	Ильменит	Татаномagnetит		Битовнит	Лабрадор	Салит	

породы и в виде вкрапленников размером до 2 мм при массивном, весьма тонкозернистом сложении пикробазальтов и анкармитовых базальтов. Пикробазальты содержат 15—20 об. % вкрапленников оливина, которые располагаются в микролитовом базисе, содержащем 15—20% выделений плагиоклаза. Анкармитовые базальты по сравнению с пикробазальтами содержат меньше оливина (10—20%), плагиоклаза (10—20%) и весьма много (50—65%) буровато-лилового моноклинного пироксена в виде очень мелких (0,02—0,06 мм) выделений в матрице породы и редких вкрапленников размером до 0,6 мм. В количестве 5—8% в базисе породы содержится рудный минерал. Оливиновые базальты содержат оливина 5—15%, плагиоклаза до 55%, моноклинного пироксена 20—40%, отличаются наличием стекла в мезостазисе, трахитоидной нередко текстурой и присутствием в ряде случаев в количестве от 2 до 40% миндалинов размером до 2 мм. Вторичные минералы в пикробазальтах, анкармитовых и оливиновых базальтах представлены серпентином, иддингситом, смектитом, тальком, хлоритом, кальцитом и гётитом.

Группа оливин-пироксен-плагиоклаз-порфировых, оливин-плагиоклаз-порфировых, пироксен-плагиоклаз-порфировых и плагиоклаз-порфировых базальтов характеризуется низким (не более 5%) содержанием оливина или его практическим отсутствием, постоянным наличием и преобладанием среди вкрапленников плагиоклаза. Для пород группы характерны трахитоидная и миндалекаменная текстуры. Вкрапленники плагиоклаза (битовнит An_{72} , см. табл. 1) зональные, корродированные, с включениями стекла и стекловатыми оторочками имеют размеры до 2×9 мм и содержатся в количестве до 20%. Фенокристаллы оливина, также иногда корродированные и с включениями стекла, достигают размера 2×4 мм при содержаниях от 1 до 5%. Ранние-выделения моноклинного пироксена в оливин-пироксен-плагиоклаз-порфировых базальтах встречаются в количестве от 1 до 5% и имеют размеры до $0,7 \times 0,9$ мм. Матрица базальтов данной группы состоит из плагиоклаза (лабрадор An_{63} , см. табл. 1) с содержанием от 10 до 60%, лилово-бурого моноклинного пироксена (салит $Wo_{46-45}En_{42-37}Fs_{22-18}$, см. табл. 1) в

Таблица 2

Химический состав базальтов подводных гор

Компонент	Гайот Кастор			Магеллановы горы						
	12/1	12/9	18/5	76/1	77/26	85/10	100/1	H-1	H-2	H/2-1
SiO ₂	40,9	43,20	46,00	43,00	45,70	39,80	45,80	48,53	45,37	49,49
TiO ₂	0,80	1,53	1,41	3,83	2,34	3,43	2,93	2,33	2,24	2,69
Al ₂ O ₃	6,80	10,50	15,05	15,44	16,75	13,0	17,50	15,33	16,05	16,73
Fe ₂ O ₃	5,32	8,21	8,54	12,93	7,98	9,39	10,26	5,17	9,27	3,41
FeO	6,37	3,64	3,25	3,08	3,39	3,29	0,67	3,57	2,05	4,87
MnO	0,17	0,16	0,15	0,19	0,14	0,15	0,087	0,18	0,09	0,04
MgO	26,20	15,50	8,21	2,48	4,59	6,82	2,14	6,03	2,68	2,82
CaO	5,45	7,50	8,56	7,10	10,84	11,90	7,74	7,48	8,89	8,08
Na ₂ O	1,21	1,83	2,59	3,63	3,37	1,87	3,79	3,07	3,86	3,13
K ₂ O	0,23	0,49	0,84	1,46	0,88	1,08	1,33	1,74	2,32	2,17
H ₂ O ⁻	1,00	2,18	2,45	2,99	1,90	3,49	3,25	0,98	1,12	1,44
H ₂ O ⁺	4,24	4,52	2,57	2,41	1,03	3,19	2,00	3,78	3,56	2,76
P ₂ O ₅	0,094	0,18	0,14	0,87	0,39	1,79	1,63	1,25	1,94	1,77
CO ₂	0,76	0,07	0,06	0,10	0,11	0,14	0,19	—	—	—
Сумма	99,54	99,51	99,82	99,51	99,41	99,34	99,32	99,44	99,44	99,39
Sr	65	120	154	513	436	1025	513	He опр.	He опр.	He опр.
Ba	21	37	46	314	197	421	269	»	»	»
Li	34	74	79	29	46	74	31	»	»	»
Rb	9	12	19	22	16	15	26	»	»	»
Ni	1336	581	322	37	79	236	55	152	130	83
Co	94	67	68	29	35	51	24	40	15	18
Cu	67	78	120	160	61	136	136	67	94	67
Zn	96	96	257	297	128	321	209	95	91	76
Pb	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	59	19	22

Примечание. Породы нормальной щелочности: 12/1 — пикрит; базальты: 12/9 — оливиновый, 18/5 — афировый. Породы повышенной щелочности: 76/1 — трахибазальт; базальты: 77/26 — плагиоклаз-порфировый, 85/10 — оливиновый, 101/1 и H-1 — оливин-плагиоклаз-порфировые, H-2 — оливин-пироксен-порфировый, H-2/1 — пироксен-плагиоклазпорфировый. Обр. 12/1, 12/9, 76/1, 77/26, 85/10, 100/1 из коллекции Ю. И. Дмитриева, химик-аналитик — Ю. В. Дюлина; анализы H-1, H-2, H-2/1 заимствованы из работы [5].

Содержания оксидов приведены в вес.%, элементов — г/т.

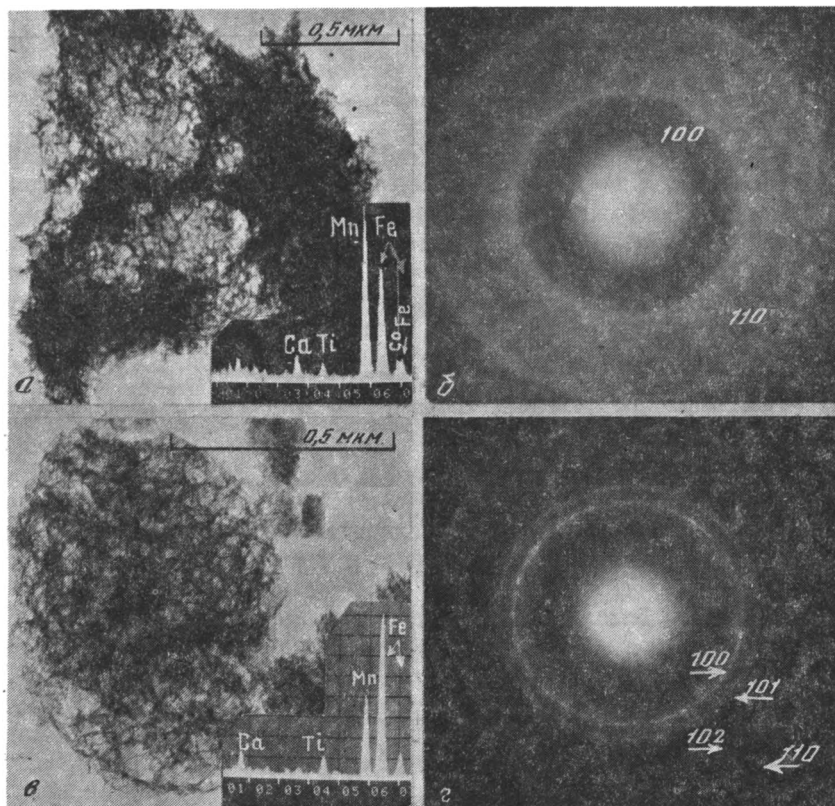
количестве до 35%, рудного минерала — 5—8%, стекловатого и криптокристаллического мезостазиса — до 60%. Размеры выделений минералов в базисе базальтов колеблются от сотых до десятых долей миллиметра. Вторичные минералы в составе пород представлены серпентином, смектитом, хлоритом, палагонитом и гётитом.

Группа базальтов и трахибазальтов представлена практически афировыми породами, не содержащими оливина, за исключением редких зерен этого минерала в трахибазальтах. Здесь же в количестве 1—2% встречаются корродированные, с включениями стекла, микровкрапленники плагиоклаза размером до 0,2 мм. Матрица описываемых пород состоит из лейст плагиоклаза (размер до $0,1 \times 0,7$ мм, содержание до 60%), моноклинного пироксена (размер выделений до $0,3 \times 0,5$ мм, содержание 30—35%), рудного минерала в виде зерен (размер 0,05 мм, содержание до 5% в базальтах и до 15% в трахибазальтах), а также стекловатого мезостазиса, присутствие которого обуславливает гиалопилитовую, пилотакситовую и интерсертальную структуры базиса базальтов и трахибазальтов. Текстура пород массивная и миндалекаменная. Вторичные изменения выражены развитием смектита, хлорита, палагонита и гётита.

Ряд особенностей петрографии базальтовых пород Магеллановых гор указывает на их повышенную щелочность. Сюда относятся повышенное содержание ортоклазовой составляющей в плагиоклазе, принадлежность моноклинного пироксена к группе салита (см. табл. 1), частная встречаемость трахитоидной структуры. Химические анализы базальтовых пород Магеллановых гор (см. табл. 2), пересчитанные на безводный состав и нанесенные на классификационную диаграмму кремнезем — щелочи, подтверждают их принадлежность к субщелочным базитам. Согласно другим петрохимическим и геохимическим параметрам, это умеренно-высокоглиноземистые породы $Al_2O_3/(Fe_2O_3 + FeO + MgO) = 0,7—1,5$; калиево-натриевой серии со значениями $Na_2O/K_2O = 1—4$ и величиной общей железистости $FeO'/(FeO' + MgO)$ от 0,6 в оливиновых и оливинсодержащих базальтах до 0,9 в трахибазальтах. Формационная принадлежность вулканических пород Магеллановых гор к базальтам океанских островов определяется как их геологическим положением, так и высоким (70—150) значением отношения титана к ванадию [18].

Гипсометрическое положение образцов эффузивных пород, поднятых со склонов Магеллановых гор, скорее всего не отражает их истинного положения в разрезе построек подводных вулканов. Однако можно предположить, что базальты, развитые у основания склонов этих морфоструктур и отсутствующие на более высоких уровнях, относятся к ранним стадиям вулканической активности. Соответственно базальты, прослеживающиеся по склонам возвышенностей до минимальных глубин, скорее всего являются наиболее молодыми образованиями. Если с этих позиций оценить возможную последовательность излияния базальтов Магеллановых гор, то к наиболее древним членам развитой здесь базитовой ассоциации следует отнести трахибазальты, отмеченные для глубин от 5400 до 4000 м, а к самым юным — пикробазальты и оливиновые базальты, найденные на глубинах 2800—2600 м. Такое развитие магнетизма от менее к более основным породам (антидромный тренд) обусловлено дренажом вертикально дифференцированных очагов и характерно для вулканизма океанических островов [10].

При сопоставлении вещественных и структурных характеристик базальтовых пород с подводных возвышенностей двух изученных регионов вполне отчетливо выявляется большая основность и меланократовость ассоциации базитов гайотов Кастор и Поллукс, в которой по сравнению с ассоциацией Магеллановых гор существенно выше роль пикритов и пикробазальтов, а однотипные породы обычно содержат больше оливина и соответственно магния и никеля. Другой особенностью, отличающей базиты гайотов Кастор и Поллукс от базальтов Магеллановых гор, является широкая распространенность среди первых миндалекаменных разновидностей, что указывает на развитие эффузивного процесса на относительно мелководье.

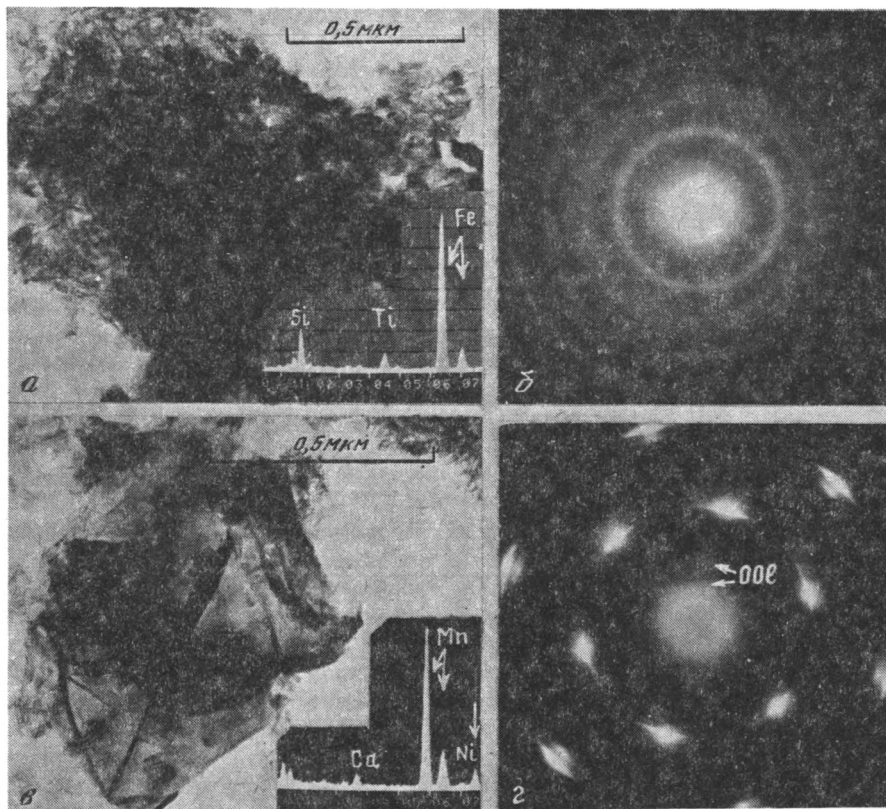


Фиг. 2. Электронно-микроскопическое изображение агрегатов Fe-вернадита (а) и Mn-ферроксита (б); на врезках — энергодисперсионные спектры этих минералов; в, г — электронограммы соответственно от агрегатов данного Fe-вернадита и Mn-ферроксита

МИНЕРАЛОГИЯ И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ Fe — Mn-КОНКРЕЦИЙ И КОРОК С ПОДВОДНЫХ ВОЗВЫШЕННОСТЕЙ

Для изучения минерального и химического состава Fe — Mn-конкреций и корок использовались высоколокальный метод просвечивающей аналитической электронной микроскопии (ПАЭМ), рентгенографии и химический анализ. ПАЭМ-эксперимент осуществлялся на электронном микроскопе ЕМ-100 с энергодисперсионной приставкой «Кевекс-5100», что позволяло получать с одной и той же минеральной частицы размером в доли микрометра ее изображение, структурные характеристики (на основе анализа электронограмм) и сведения об элементном составе от Na до U. Рентгенофазовый анализ проведен с использованием модифицированной камеры дебаевского типа, позволяющей регистрировать дифракционные отражения в области малых углов θ . Химический состав конкреций и корок выполнен методом эмиссионной пламенной спектрофотометрии и атомно-абсорбционной спектроскопии на приборах ПФМ У4.2, АА-875 «Varian» и «Perkin Elmer-403». Образцы для исследований отбирались из последовательных зон Fe — Mn-конкреций и корок, начиная от их ядер (оснований) и до внешних поверхностей.

Гайот Кастор. Эта подводная гора имеет высоту 4,4 км (5500—1000 м) и в верхней части сложена органогенными известняками и вулканическими брекчиями. С глубин 2800—2500 м со склона, покрытого обломками базальтовых пород (оливиновые базальты массивные и миндалекаменные, плагиоклаз-порфировые базальты, афировые миндалекаменные базальты) и известняков, был поднят фрагмент Fe — Mn-корки на известняке (обр. 20/2).



Фиг. 3. Электронно-микроскопическое изображение Fe — х-минерала (а) и асболан-бузерита (в); на врезках — их энергодисперсионные спектры; электронограммы от тонкодисперсных агрегатов Fe — х-минерала (б) и пластинок асболан-бузерита (г)

Нижняя часть корки (обр. 20/12) сложена черным смолистым агрегатом Fe-вернадита (фиг. 2, а, б) и асболан-бузерита (мало) (фиг. 3, в, г). Внешняя зона корки стально-черного (обр. 20/12а) и смоляно-черного (обр. 20/12б) цвета состоит из Fe-вернадита и Fe — х-минерала (см. фиг. 3, а, б). Буровато-черное вещество мелкобугорчатой поверхности корки (обр. 20/12в) представлено Fe-вернадитом.

Химические анализы различных зон корки (табл. 3) показывают, что от ее поверхности к нижней части уменьшается содержание железа и возрастают содержание щелочей, магния и никеля. Менее отчетливо проявлено увеличение концентраций кальция и хрома.

Г а й о т П о л л у к с. Высота гайота около 3,6 км (5000—1400 м), и венчается он горизонтом органогенных известняков, в то время как в нижней части его ослоня (4660—4120 м) выходят оливковые и афиновые базальты. Конкреция, поднятая с глубин 1600—1400 м (обр. 7/5), имеет размеры 5 × 9 см, поверхность ее бугристо-шероховатая, окраска буро-черная. Внутренняя часть конкреции вокруг фосфоритового ядра сложена материалом черного цвета (обр. 7/5), в составе которого идентифицированы маложелезистый вернадит, гётит (мало) и асболан-бузерит (очень немного). Внешняя зона конкреции, в 2—3 мм от поверхности (обр. 7/5а), сложена маложелезистым вернадитом (Fe/Mn = 0,1—0,15), менее распространенным Fe-вернадитом (Fe/Mn 0,4—0,8), Fe — х-фазой и бёрнесситом, а также небольшим количеством Mn-фероксигита (см. фиг. 2, в, г). Вещество бугристой поверхности конкреции (обр. 7/5б) представлено главным образом

Таблица 3

Химический состав Fe — Mn-конкреций и корок

Элемент	Гайот Поллукс			Гайот Кастор				Магеллановы горы		
	7/5	7/5a	7/56	20/12	20/12a	20/126	20/12в	101	101a	1016
Al	0,19	0,25	0,48	0,30	0,20	0,74	0,38	0,58	0,84	0,73
Fe	6,06	10,12	10,89	8,32	8,57	16,2	13,58	11,63	14,90	14,48
Mn	31,06	26,39	28,31	28,31	28,27	17,86	19,40	21,81	17,77	17,21
Mg	1,36	1,02	1,07	1,29	1,13	0,90	0,87	0,86	0,88	0,94
Ca	2,47	2,14	2,11	1,82	1,83	1,62	1,72	3,65	1,99	2,88
Na	1,70	1,62	1,59	1,85	1,82	1,69	1,66	1,61	1,38	1,31
K	0,61	0,41	0,41	0,50	0,47	0,41	0,35	0,40	0,38	0,38
Sr	1200	1300	1300	1200	1300	1200	1400	1500	1300	1300
Ba	1700	1400	880	1700	1600	1200	990	2400	1200	1100
Li	2,3	1,7	3,8	4,3	1,2	1,7	1,4	2,9	4,3	6,0
Rb	3,5	0,9	1,7	2,4	≤ 1,1	2,1	0,9	2,4	2,4	4,4
Ni	10800	6300	5500	10500	8800	3400	4100	4600	3400	3500
Co	9200	6100	12100	9600	8400	6300	8600	4300	5800	5500
Cr	76	64	58	63	72	34	36	34	26	43
Cu	790	600	190	1900	2300	690	250	1900	1000	770
Zn	1300	640	710	970	850	540	550	690	600	650
Pb	1900	1900	1700	1500	1500	1400	1500	1400	1300	1300

Примечания. 7/5—7/56 конкреция с фосфоритовым ядром; 7/5 — ядро, 7/5a — зона 2—3 мм от поверхности, 7/56 — поверхностный слой; 20/12—20/12в — корка на известняке: 20/12 — нижняя часть, 20/12a—20/12в — верхняя часть; 101—1016 — конкреция (101 — ядро, 101a — средняя часть, 1016 — поверхностный слой). Содержание Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na и K приведено в вес. %, остальных элементов — г/т.

Fe-вернадитом и имеющим подчиненное значение гётитом; встречаются отдельные чешуйки асболан-бузерита.

Изменение химизма вещества конкреции от ее поверхности к ядру (см. табл. 3) выражено уменьшением содержания железа и алюминия при возрастании содержаний кальция, натрия, калия, бария, стронция, магния, никеля, хрома, меди, свинца.

Магеллановы горы. Со склона подводной горы, где на глубинах 2800—2000 м присутствуют обломки оливиновых витробазальтов, поднята дисконидная конкреция (обр. 101), сложенная в центральной части массой буровато-шоколадного цвета (обр. 101), в составе которой установлены Fe-вернадит, Fe — x -минерал, асболан-бузерит, тодорокит с $a_0 = 9,75 \text{ \AA}$ (очень мало) и значительные количества апатита. Средняя часть конкреции сложена Fe-вернадитом, Мп-фероксигитом и незначительным количеством гётита. Бугристая поверхность конкреции в основном состоит из Fe-вернадита, Мп-фероксигита и незначительного количества асболан-бузерита, а также гётита (обр. 101б).

Вариации химизма в разрезе конкреции (см. табл. 3) выражены уменьшением к ее центру содержания железа и увеличением концентраций марганца, натрия, калия, бария, стронция, никеля и хрома.

Анализ данных по минералогии и химизму изученных Fe — Мп-конкреций и корок позволяет сделать ряд выводов о их генетической природе, пространственном распределении и соотношении минеральных фаз, их роли как концентраторов некоторых элементов-индикаторов источников рудного вещества.

В соответствии с хорошо обоснованными диагностическими признаками [15] все изученные конкреции и корки с гайотов Кастор и Поллукс, а также Магеллановых гор являются типичными седиментационными (гидрогенными) образованиями. Обнаруженные в ряде образцов асболан-бузерит, бёрнессит (бузерит-I) и, возможно, тодорокит являются результатом локально проходящего в конкрециях диагенетического процесса. Эти минералы приурочены прежде всего к внутренним частям конкреций и нижней части корки.

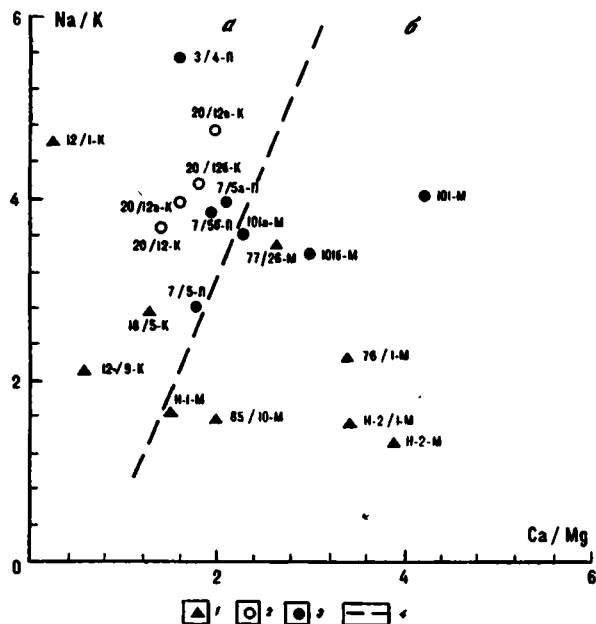
В конкреции с гайота Поллукс (обр. 7/5) выявлена интересная закономерность. Основной фазой вещества верхней части конкреции является Fe-вернадит, а во внутренних ее частях содержится маложелезистый вернадит, что подтверждается и данными химического анализа. Вместе с тем устанавливается присутствие и Мп-фероксигита. Наблюдаемые соотношения вышеуказанных минералов, по-видимому, можно объяснить активно проходящей под действием бактерий рекристаллизацией первоначально образованного Fe-вернадита (который еще сохранился во внешней, самой молодой оболочке конкреции) в маложелезистый вернадит и Мп-фероксигит, либо образование маложелезистого вернадита происходило в условиях дефицита железа.

Корреляция минерального состава конкреций и корок с их химизмом показывает, что в Fe-вернадите всех изученных образований практически всегда присутствует кобальт, в то время как основным концентратом никеля является асболан-бузерит.

К внутренним частям конкреций и нижним частям корок наблюдается устойчивое возрастание содержаний никеля, а в большинстве случаев также хрома и магния, что может служить признаком поступления этих элементов из базальтов вулканических подводных гор.

ПРИЗНАКИ СВЯЗИ ХИМИЗМА Fe — Мп-КОНКРЕЦИЙ И КОРОК С СОСТАВОМ БАЗАЛЬТОВОГО СУБСТРАТА

Как уже было сказано, повышение содержаний Mg, Ni и Cr к подошве Fe — Мп-корок и ядру конкреций, отмеченное нами и описанное в литературе, может быть обусловлено выносом данных и других компонентов из базальтового субстрата, особенно в тех случаях, когда корки нарастают непосредственно на выходы или обломки базальтов, а конкреции содержат фрагменты этих пород в



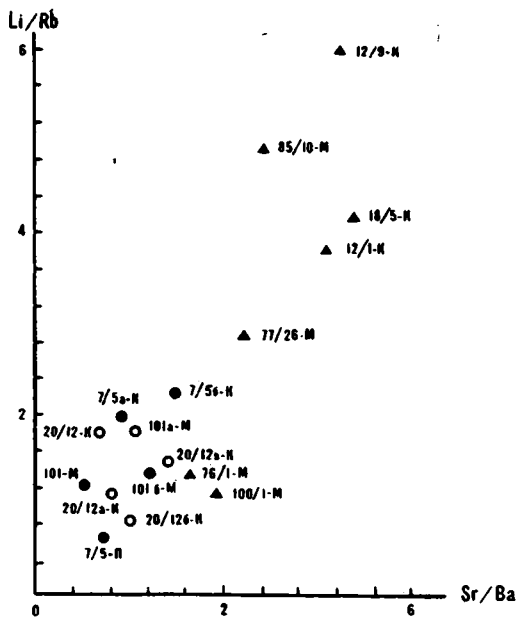
Фиг. 4. Состав базальтов, Fe — Mn-конкреций и корок в координатах Na/K — Ca/Mg
1 — базальты; 2 — корки; 3 — конкреции; 4 — граница между полями составов базальтов, конкреций, корок гайотов Кастор и Поллукс (а) и Магеллановых гор (б). В номерах образцов последняя буква обозначает: К — Кастор, П — Поллукс, М — Магеллановы горы

своем ядре. Однако поскольку сходное распределение Mg, Ni и Cr наблюдается и при отсутствии непосредственного контакта между Fe — Mn-образованиями и базальтами, этот довод в пользу наличия связи между составом конкреций, корок и базальтов подводных гор не является решающим и сама эта связь отрицается целым рядом исследователей [3].

Представляется логичным, что обнаружение сходных особенностей химизма у пространственно сопряженных Fe — Mn-образований и базальтов свидетельствовало бы в пользу определенной связи между составом конкреций, корок и базитов конкретных участков океанской коры. Отсутствие же таких сходных характеристик с должной объективностью показало бы независимость состава Fe — Mn-образований от состава развитых в том же регионе базальтов.

Для сравнения химических составов таких различных природных объектов, как базальтовые породы и Fe — Mn-конкреции или корки, рационально использовались общие для них элементы с сопоставимыми содержаниями, соотношения которых могут сохраняться при выносе из базальтов и фиксации в веществе конкреций и корок. В соответствии с этим подходом на основе химических анализов базальтовых пород, Fe — Mn-конкреций и корок (см. табл. 2, 3), пересчитанных на безводный, а затем на элементный состав, были вычислены коэффициенты Na/K, Ca/Mg, Li/Rb, Sr/Ba, значения и взаимосвязи которых представлены в графической форме в виде диаграмм.

На диаграмме Na/K — Ca/Mg (фиг. 4) видно, что базальтовые породы Fe — Mn-образования гайотов Кастор и Поллукс, с одной стороны, и Магеллановых гор — с другой, образуют самостоятельные, неперекрывающиеся поля. Это означает, что породы и конкреции (корки) каждого из регионов обладают общими особенностями химизма, которые в то же время отличают их от пород и Fe — Mn-образований другого региона. Так, породы и Fe — Mn-образования гайотов Кастор и Поллукс отличаются в целом от пород и конкреций Магеллановых гор более высокими значениями Na/K и более низкими Ca/Mg. Эти характеристики отражают повышенную меланократовость и основность ассоциации базальтовых



Фиг. 5. Состав базальтов, Fe — Mn-конкреций и корок в координатах Li/Rb — Sr/Ba

Условные обозначения см. на фиг. 2

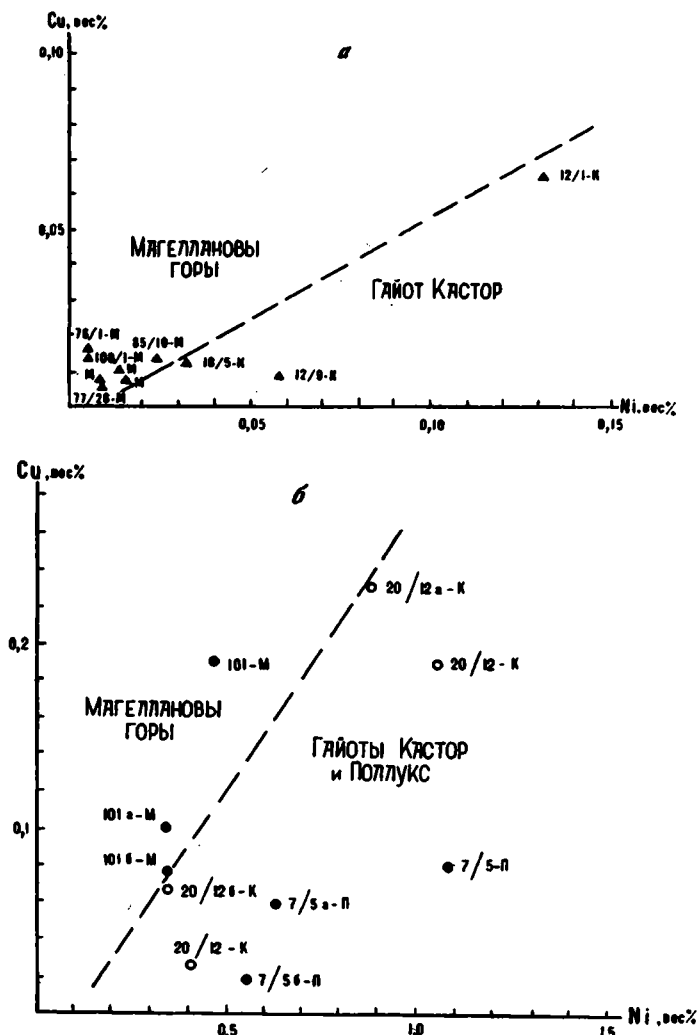
пород гайотов Кастор и Поллукс, где широко представлены пикриты, пикробазальты и оливиновые базальты со значительными содержаниями магния и низкими — калия.

Если базальтовые породы и Fe — Mn-образования одного региона отличаются одними и теми же особенностями химизма от базитов и Fe — Mn-конкреций (корок) другого региона, то можно предположить существование определенной связи между составами магматических пород и Fe — Mn-конкреций (корок) каждого из этих регионов. Данная связь скорее всего отражает участие в формировании Fe — Mn-конкреций и корок компонентов, поступавших из базальтового субстрата.

О сходной вариативности геохимических параметров в базальтовых породах подводных гор и находящихся здесь же Fe — Mn-конкрециях и корках свидетельствует также диаграмма Li/Rb — Sr/Ba (фиг. 5), где тренд позитивной корреляции величин этих отношений является общим для базитов и Fe — Mn-образований.

Наблюдается однотипная зависимость между концентрациями таких рудных элементов, как Ni и Cu, в базальтах, Fe — Mn-конкрециях (корках) и их региональным положением. На диаграмме (фиг. 6, а) видно, что базальтовые породы гайота Кастор отличаются от базитов Магеллановых гор большими содержаниями никеля, причем как для тех, так и для других просматривается тенденция однонаправленного изменения содержаний Ni и Cu. Аналогичным образом варьируют содержания этих элементов в Fe — Mn-конкрециях и корках обоих изученных регионов (см. фиг. 6, б), что может быть объяснено участием в образовании Fe — Mn-конкреций и корок гайотов Кастор и Поллукс повышенных количеств никеля и, по-видимому, меди, которые выносились из более меланократовой и магнезиальной по сравнению с базитами Магеллановых гор ассоциации базальтовых пород этих гайотов.

Таким образом, на основе сравнительного анализа материалов по вещественному составу базальтовых пород, Fe — Mn-конкреций и корок с подводных вулканических гор северо-западной части Тихого океана, который выявил не-



Фиг. 6. Состав базальтов подводных гор в координатах Cu — Ni (а) и состав Fe — Mn-конкреций и корок в координатах Cu — Ni (б)
Условные обозначения см. на фиг. 2

которые сходные особенности химизма базитов и пространственно с ними сопряженных Fe — Mn-образований, представляется возможным предположить наличие генетической связи между Fe — Mn-конкрециями (корками) и местным базальтовым субстратом. Эта связь обусловлена участием в образовании конкреций и корок ряда элементов, которые выносились из базальтов при их гальмиролизе в придонные воды и осадки, а затем захватывались дефектными слоистыми (асболян-бузерит) или псевдослоистыми (Fe-вернадит, Mn-фероксигит) минералами гидрогенных корок и конкреций в процессе их образования и преобразования.

Список литературы

1. Батурич Г. Н. Геохимия железомарганцевых конкреций океана. М., Наука, 1986. 328 с.
2. Богатилов О. А., Дмитриев Ю. И., Коваленко В. И., Цветков А. А. Всесоюзное совещание «Магматизм и рудообразование в современных и древних океанах»//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 3. С. 160—164.

3. Богданов Ю. А., Зоненишайн Л. П., Лисицын А. П. и др. Железомарганцевые руды — образования подводных гор океана//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 7. С. 103—120.
4. Вареницов И. М., Путилина В. С., Зайцева Л. В. Изучение механизма формирования железомарганцевых конкреций и корок в современных бассейнах//Литология и полез. ископаемые. 1988. № 4. С. 14—19.
5. Васильев Б. И., Евланов Ю. Б., Симаненко В. П. К геологическому строению Магеллановых гор Тихого океана//Тихоокеан. геология. 1985. № 3. С. 97—101.
6. Грамберг И. С. Геология и минералогия океанов//Сов. геология. 1989. № 6. С. 94—101.
7. Дмитриев Ю. И. Базитовый магматизм океанов//Магматические горные породы. Основные породы. М.: Наука, 1985. С. 295—301.
8. Ельянова Е. А., Мирлин Е. Г. Океанский рудогенез//Сов. геология. 1990. № 6. С. 47—55.
9. Корсаков О. Д., Мартынов Ю. И., Мечетин А. В. и др. Ферробазальты зоны разломов Кларифон (Тихий океан)//Докл. АН СССР. 1986. Т. 286. № 3. С. 680—682.
10. Перфильев А. С., Ахметьев М. А., Гепнер А. С. и др. Миоценовые базальты Исландии и проблемы спрединга. М.: Наука, 1991. 207 с.
11. Сколотнев С. Г., Карпова Г. В., Покровская Е. В. Вторичные минералы склоновых отложений подводных Магеллановых гор (Тихий океан)//Литология и полез. ископаемые. 1988. № 3. С. 29—44.
12. Скорнякова Н. С., Мурдмаа Н. О., Зайкин В. Н. Кобальт в железомарганцевых корках и конкрециях Тихого океана//Литология и полез. ископаемые. 1989. № 2. С. 107—121.
13. Успенская Т. Ю., Скорнякова Н. С. Железомарганцевые конкреции и корки северо-западной части Тихого океана//Литология и полез. ископаемые. 1987. № 3. С. 26—34.
14. Чухров Ф. В., Горшков А. И., Дриц В. А. Гипергенные окислы марганца. М.: Наука, 1989. 208 с.
15. Чухров Ф. В., Горшков А. И., Дриц В. А., Дубинина Г. А. Отображение генезиса океанских корок и конкреций в кристаллохимии окислов марганца//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 2. С. 91—1027.
16. Mc Kelvy V. E. Subsea mineral resources. Washington: Gov. Print. Off., 1986. 106 p.
17. Moore W. S., Ku T.-L., Mac Dougal Y. D. e. a. Fluxes of metals to manganese nodule: radiochemical, chemical, structural and mineralogical studies//Earth. Planet. Sci. Lett. 1981. V. 52. № 1. P. 151—171.
18. Sherwitz J. W. Ti-V plots and the modern and ophiolitic lavas//Earth. Planet. Sci. Lett. 1982. V. 59. № 1. P. 101—118.

Институт геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии РАН,
Москва

Поступила в редакцию
26.III.1991

УДК 235.2:551.8(551.762)

© 1994 Бебешев И. И.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ТЯНЬ-ШАНЯ В ЮРЕ

Проведены комплексные исследования, что позволило выделить среди юрских отложений 3 этапа, каждый из которых отражает определенный период в образовании изученных отложений. Для каждого этапа составлены палеогеографические карты, на которых отражена эволюция палеоландшафтов в пространстве и времени в пределах Тянь-Шаня.

Юрский период в истории Земли привлекает внимание исследователей с двух позиций.

С одной стороны, палеогеографические события данного периода, связанные с развитием неоднократных крупных трансгрессий и регрессий, создавали в пределах континентальных блоков вообще, а Тянь-Шаньского в частности различные виды полезных ископаемых, прежде всего нефти, газа, угля, бокситов, россыпей и т. д.

С другой стороны, с данным периодом связаны кардинальные изменения палеогеографических, палеотектонических, палеоклиматических обстановок, и в этом отношении Тянь-Шаньский блок мог бы явиться уникальной моделью осадконакопления для аналогичных внутриконтинентальных впадин Урало-Монгольского пояса.

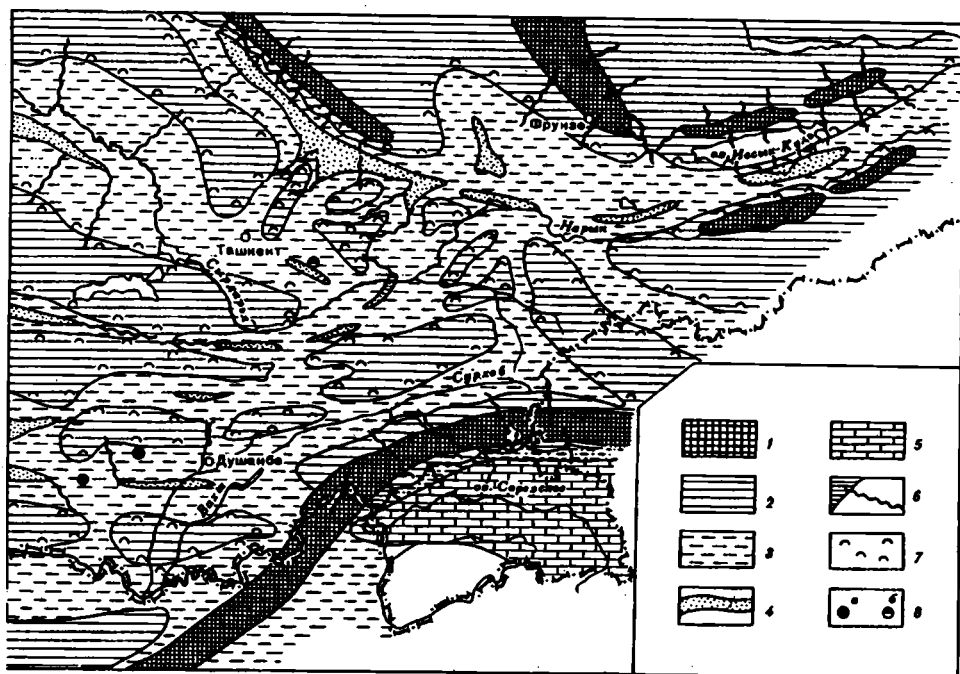
Изученный регион охватывает мезозойские впадины Тянь-Шаня (Ферганскую, Восточно-Ферганскую, Кавак-Иссыккульскую, Фань-Ягнобскую, Назар-Айлокскую, Кичик-Алайскую), где юрские отложения в одних впадинах (Ферганская) обнажаются по их периферии, в других — (Фан-Ягнобская, Назар-Айлокская и др.) — в виде тектонических клиньев, зажатых среди палеозойских пород.

Данная статья посвящена детальному исследованию литолого-фациальных особенностей и палеогеографических реконструкций, необходимых для оценки перспектив различных видов полезных ископаемых.

Юрский разрез, выполняющий мезозойские впадины, представлен полифациальным комплексом, состоящим из чередования континентальных аллювиальных, озерных, озеро-болотных и болотных¹ образований. Проведенные ранее автором комплексные литолого-фациальные, минералого-петрографические исследования с применением современных биостратиграфических данных позволили выделить и обосновать три крупных временных этапа, отвечающих конкретным стратиграфическим уровням и охватывающих одну из фаз геотектонического развития региона [4, 17]. Каждому этапу свойственны следующие особенности: изменение обстановок осадконакопления от одного этапа к другому [4], групповой состав растительных сообществ [1, 2, 6], климат [10], вещественный состав [5, 15] и другие признаки. Комплекс отложений, отвечающих этим этапам, как правило, разделен региональным перерывом.

В составе юрских отложений исследуемого региона выделяются три крупных этапа. Первый соответствует нижней юре — аалену, второй — байосу-бату и третий (неполный) — келловею.

¹ Болотные образования автором не изучались.



Фиг. 1. Палеогеография Тянь-Шаня в предъюрское время (поздний триас)

1 — горы сводово-глыбовые (низкогорья); 2, 3 — расчлененный пенеПЛЕН (2 — высокий, 3 — низкий); 4 — озерно-аллювиальные долины; 5 — морские известняки; 6 — мелкие реки озерного типа; 7 — коры выветривания; 8 — полные профили коры выветривания (а — бокситоносные, б — каолиновые)

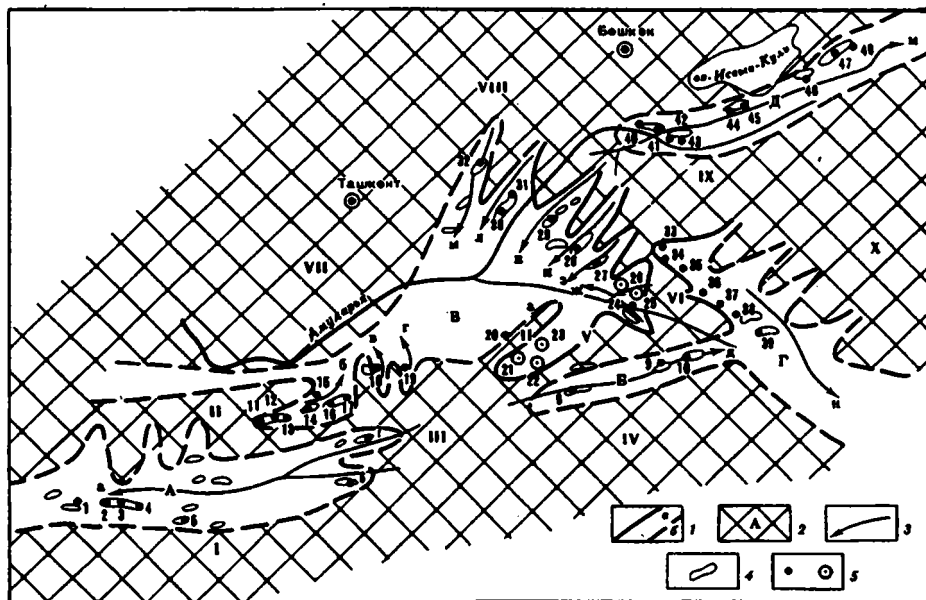
Прежде чем перейти к характеристике палеогеографических реконструкций, вкратце остановимся на рассмотрении предъюрского рельефа.

Предъюрский (позднетриасовый) этап (фиг. 1). Начало поздне триасовой эпохи характеризовалось пассивным тектоническим режимом и широчайшим распространением раннемезозойских поверхностей выравнивания на всех континентах. В настоящее время остается дискуссионный вопрос о существовании глобального раннемезозойского пенеПлена. Возможно, имела место серия слившихся пенеПленов. Но неоспорим тот факт, что удивительным образом к началу мезозоя почти одновременно были сnivelированы крупные горные сооружения Урала, Тянь-Шаня, Салаира, Алтая, а также все сооружения Лавразийского континента. Таким же синхронным по времени является и рифтогенез, распространившийся в раннем триасе по периферии Сибирской и Восточно-Европейской платформ.

Ряд исследователей [3] объясняют рифтогенез правосторонним вращением Сибирской платформы в конце перми — раннем триасе, вызвавшим в одних участках — сжатие и образование складчато-глыбовых горных сооружений, а в других — растяжение и рифтогенез.

Большая часть территории Средней Азии в пределах Туранской плиты, подобно Западно-Сибирской, в раннем мезозое многими геологами рассматривается как предельно выровненная поверхность пенеПлена с небольшими фрагментами низкогорья и слаборазвитой гидрографической сетью (см. фиг. 1).

В отличие от резко выраженного аридного и геокритического ранее-среднетриасового этапа, поздний триас в Средней Азии и Казахстане характеризуется более влажным климатом и широким развитием кор химического выветривания. По данным В. М. Синицына [10], Южный Казахстан и Тянь-Шань в позднем триасе представляли собой возвышенную сушу, на которой формировались латеритные коры выветривания. Процесс осадконакопления имел ограниченное распространение в связи с выровненностью рельефа.



Фиг. 2. Палеоморфоструктурная карта юрского рельефа

1 — контуры палеоподнятий (а — предполагаемые, б — установленные); 2 — палеоподнятия (I — Гиссарское, II — Туркестанское, III — Карачатырский выступ, IV — Сохский водораздел, V — Гиссаро-Алайское, VI — Туркестано-Алайское, VII — Ясинский водораздел, VIII — Чаткальское, IX — Кураминское, X — Нарынское, XI — Таримское); А—Д — палеовпадины (А — Зеравшанская, Б — Кичикальская, В — Ферганская, Г — Восточно-Ферганская, Д — Кавак-Иссыккульская); 3 — древние речные системы: а — Зеравшан, б — Сулюкта, в — Гузан, г — Ришан, д — Кичикалай, ж — Ирису (Алдыяр), з — Карангур, и — Кок-Янгак, к — Майлису, л — Шураб, м — Аркит, н — Алайку; 4 — современные контуры выхода юрских отложений; 5 — изученные обнажения (а) и скважины (б): 1 — Тавасанг, 2 — Джижикрут, 3 — Рават, 4 — Пасруд, 5 — Зидды, 6 — Назар-Айлок, 7 — Сох, 8 — Верховье р. Кичикалай, 9 — правый берег р. Кичикалай, 10 — Ходжекелян, 11 — Коккия, 12, 13 — Сулюкта, 14 — Гарм, 15 — Маядыген, 16 — Шураб, 17 — Самаркандек, 18 — Гузан, 19 — Ришан, 20 — Кавак, 21—23 — скв. Управления геологии Киргизстана, 24 — Алдыяр (Ирису), 25, 26 — скважины Управления геологии Киргизстана, 27 — Кундук, 28 — Кок-Янгак, 29 — Майлису, 30 — Ташкумыр, 31 — Тегенек, 32 — Аркит, 33 — Коккия, 34 — Туюк, 35 — Каратепе, 36 — Читты, 37 — Куруташ, 38 — Учат, 39 — Алайку, 40 — Кавак, 41 — Кавак-1, 42 — Каракичие, 43 — Базайгур, 44 — Ажабибулак, 45 — Сугуты, 46 — Джергелан, 47 — Джергелан-1, 48 — Тюп

На Палеогеографической карте СССР (1983 г.) на территории юга Казахстана и Средней Азии в позднеэриасовую эпоху выделяются обширные области нерасчлененного пенеплена и окаймляющие их зоны расчлененного пенеплена. На месте Джалаир-Нейманских гор и современного Гиссарского и Туркестанского хребтов отмечались участки средне- и низкогогорья. Между ними прослеживались сравнительно небольшие речные долины, местами слабо заболоченные. Коры выветривания, сохранившиеся в современном эрозионном срезе лишь во впадинах, прежде имели более широкое распространение в областях как нерасчлененного, так и расчлененного пенеплена. С последними связаны более мощные и лучше переработанные профили, часто бокситоносные. В областях нерасчлененного пенеплена развиты сравнительно маломощные коры выветривания в основном глинистого состава (каолинит-монтмориллонитовые или каолинит-гидролюдитные профили). При этом коры выветривания распространены по периферии пенепенизированных массивов. Почти все наиболее мощные и продуктивные (бокситоносные, каолиновые, золотоносные, редкоземельные) коры выветривания связаны с участками расчлененного пенеплена.

Нижемезозойско-верхнетриасовые бокситоносные коры выветривания известны в Ферганской, Кавак-Иссыккульской, Фан-Ягнобской и других впадинах, где они сохранились лишь местами под чехлом мезозойских и кайнозойских

отложений, в прибортовых частях более поздних раннеюрских угленосных грабен. Эта закономерность характерна также для регионов Урала и обрамления Сибирской платформы. Коры выветривания сохранялись и в более южных впадинах в пределах Афгано-Таджикской депрессии, где они развиты преимущественно по ее обрамлению. Они занимали значительные площади в пределах западной части Гиндукуша, Северного Памира и Парапариза [9].

Таким образом, предъюрскому этапу, как было отмечено выше, предшествовал длительный процесс выравнивания герцинских горных сооружений, в результате которого возник ландшафт, который отражен на палеогеографической карте (см. фиг. 1).

Н и ж н е ю р с к о - а л е н с к и й э т а п. Начало юрского цикла осадконакопления ознаменовалось резкой активизацией тектонических процессов как на Азиатском континенте, так и на сопредельных территориях. В результате возник сложнопостроенный расчлененный рельеф с многочисленными горными сооружениями, впадинами и долинами. В течение данного этапа морфологически сформировались два основных типа рельефа. К первому типу относятся такие поднятия, как Сырдарьинское, Чаткало-Кураминское, Чу-Илийское, Нарынское и Таримское. Это были крупные тектонические блоки земной коры, представленные слабохолмистыми денудационными поверхностями с отдельными понижениями и сводовыми поднятиями (фиг. 2).

Второму типу соответствуют достаточно высокие древние горные сооружения с сильно расчлененным рельефом. Наиболее крупные среди них — Туркестанское, Северо-Алайское, Гиссарское и Южно-Алайское, разделенные Сохским водоразделом. На востоке возвышалось Ясинское поднятие, являвшееся водоразделом между Восточно-Ферганской и Ферганской впадинами. По данным Н. А. Захарова и П. И. Синицына, их абсолютные отметки достигали 800 м и более в ранней юре и уменьшались до нескольких десятков метров в позднеюрское время [8, 10]. Все они служили естественными границами палеобассейнов, с одной стороны, и барьерами, препятствовавшими проникновению юрского морского бассейна в седиментационные бассейны Тянь-Шаня, с другой.

Между древними поднятиями располагались впадины, характеризовавшиеся постоянным погружением в течение мезозойско-кайнозойского времени. Наиболее крупный среди них — Ферганский бассейн. Он возник между Чаткало-Кураминским палеоподнятием (на севере и северо-западе), Палеотуркестаном (на юге) и древним Ясинским водоразделом (на востоке).

Существующие представления [14] о том, что палео-Фергана соединялась на востоке с Восточно-Ферганским бассейном, нами не подтвердились [5]. Развитие этих палеобассейнов осуществлялось автономно, что следует из залегания верхнеюрских отложений кошбулакской свиты на палеозойском фундаменте в пределах Ясинского поднятия, являющегося водоразделом между двумя впадинами, по крайней мере в течение ранней и частично поздней юры. Следовательно, Ферганская впадина на востоке была изолирована Ясинским древним водоразделом. В то же время трудно предположить, что она была изолирована полностью. Если бы это было так, то, учитывая полноводность юрских рек, они могли бы заполнить своими водами данный бассейн в течение самого короткого времени. В последнем случае вода, заполнившая Ферганский бассейн, должна была бы выплескиваться через основные древние поднятия в другие рядом расположенные седиментационные бассейны (палео-Зеравшанский, Восточно-Ферганский и др.). Однако это не подтверждается нашими данными. Детальное литолого-фациальное изучение вещественного состава обнажений приводит к заключению [5], что Ферганская впадина скорее всего открывалась на запад. Видимо, разгрузка водной массы происходила через узкую долину, которая располагалась между двумя палеоподнятиями — Чаткало-Кураминским и Туркестанским — и была приурочена к глубинному разлому древнего заложения, субширотного простирания. Вдоль этого разлома в альпийскую стадию тектогенеза, вероятно, и произошло сближение вышеупомянутых древних сооружений, в результате чего осадки юры

могли быть либо уничтожены, либо погребены под более древними породами. Не исключено, что в погруженных частях современной Сырдарьинской впадины присутствуют погребенные под более молодыми образованиями юрские впадины; в дальнейшем эти образования могут привлечь внимание практической геологии.

На востоке располагалась субшироотно ориентированная речная долина. В настоящее время от нее остались отдельные реликты в районе Кавак, Каракичие, Минкуша и вдоль южного побережья современного оз. Иссык-Куль. В. И. Троицкий [14] в этом районе выделяет две юрские автономные речные долины. Первая, по его мнению, располагалась в районе Кавак и впадала в Восточно-Ферганский бассейн. Вторая прослеживалась вдоль побережья оз. Иссык-Куль и уходила на восток. Нам представляется, что в юрское время была единая Кавак-Иссыккульская долина, истоки которой находились в районе Кавак. Долина имела ширину не более 10—20 км и субширотное простираие. На востоке, на территории Китая, она соединялась с другими юрскими бассейнами. О существовании единой речной долины свидетельствует идентичный литолого-фациальный и вещественный состав разрезов, находящихся в различных частях впадины, и характер цикличности, указывающие на синхронность геологических событий и идентичность состава терригенно-минеральных ассоциаций.

В начальный период формирования отложений первого этапа вся территория, судя по характеру накопившихся осадков, имела сильно расчлененный рельеф. На расчлененный характер рельефа указывает также фитогеографическая зональность нижнеюрской флоры. Смешанный цикадофито-гинкговый фитоценоз распространен по долинам древних рек. Область его распространения имеет неровные извилистые очертания, как бы подчеркивая расположение долины. Существенно гинкговый фитоценоз характеризует области древних поднятий (палео-Гиссаро-Алая, палео-Туркестано-Алая и др.) [10, 11, 14, 15]. Таким образом, первый этап явился временем формирования основных палеоморфоструктурных элементов (эродируемых поднятий, межгорных впадин и депрессий), предопределявших унаследованное развитие процессов осадконакопления в пределах Евразийского блока земной коры не только в юре, но и в более поздние эпохи.

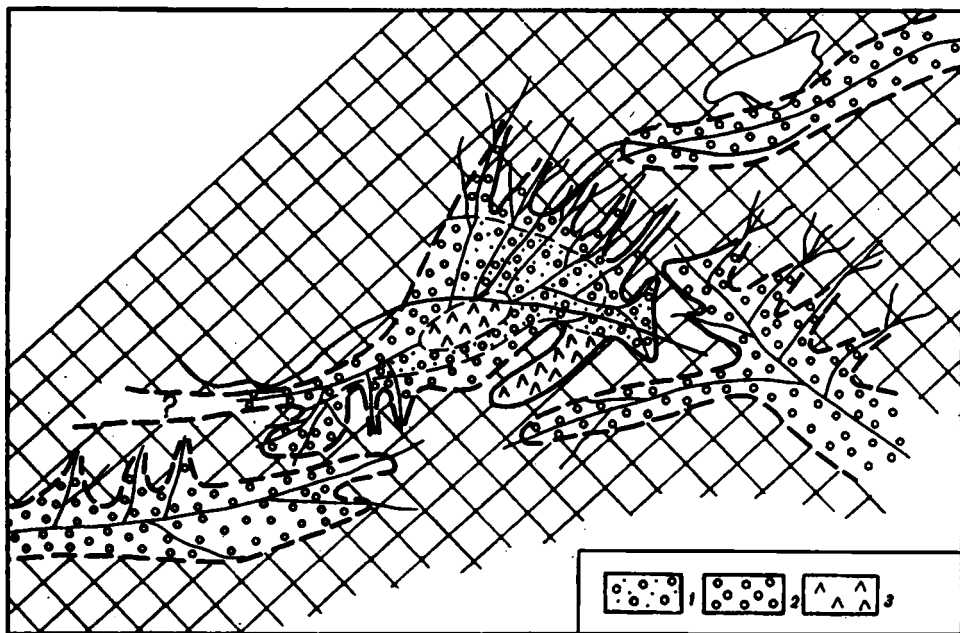
На месте Зеравшанского и в осевой части Алайского хребтов, современные абсолютные отметки которых достигают 4000—5000 м и более, располагались соответственно палео-Зеравшанская и палео-Кичикалайская межгорные впадины, ориентированные в субширотном направлении. В настоящее время от них остались только отдельные реликты в виде тектонических клиньев. Наиболее крупными среди них являются Фан-Ягнобский, Назар-Айлоковский, Ходжекелянский.

Вдоль Талас-Ферганского разлома возникли соответственно две крупные узколинейно-вытянутые грабенообразные впадины — Каратаусская и Восточно-Ферганская, последняя в юго-восточном направлении переходит в Яркендскую.

Ниже дается палеогеографическая реконструкция для каждого седиментационного бассейна.

Первая половина нижнеюрско-ааленского этапа, как было отмечено выше, соответствует заложению ферганской впадины с ее основными морфоструктурными элементами. В течение данного этапа рельеф ее был сильно расчленен обусловленным наличием многочисленных поднятий доюрского рельефа и выступов фундамента. Борта впадины были изрезаны многочисленными речными системами (фиг. 3).

Ее южное и юго-восточное обрамление характеризовалось наличием ряда речных долин. Наиболее крупными среди них были пра-Сулюкта, пра-Ирису (Алдыяр), пра-Сулюкта в верховье текла с запада на восток, в районе Шураб она резко изменила свое направление, приобретая субмеридиональное направление. Реки имели черты типично горных рек, что подтверждается грубым составом русловых образований с линзовидными прослоями в них делювиально-пролювиальных отложений. Наличие в русловых отложениях многочисленных



Фиг. 3. Палеогеографическая карта первой половины нижнеюрско-алленского этапа
1—3 — палеоландшафты (1 — горных рек, 2 — горно-равнинных или равнинно-горных рек, 3 — озерные)

внутриформационных размывов свидетельствует о чрезвычайно неустойчивом режиме осадконакопления в пределах речных долин.

Несколько иные условия осадконакопления были в районе Кизил-Кия. Здесь между палео-Каратырем (на севере) и пале-Туркестаном (на юге) располагался сравнительно крупный озерный водоем. Отсутствие грубого материала среди отложений свидетельствует о весьма выровненном рельефе обрамляющих древних поднятий.

В пределах восточного, северо-восточного и северного бортов впадины условия осадконакопления напоминает юг Ферганы, где превалировали аллювиальные ландшафты, сформированные реками пра-Аркит, пра-Ташкумыр, пра-Майлису и др. Все речные системы в своих истоках были узкими с крутыми и расчлененными бортами. К центру впадины они постепенно расширялись, а далее, сливаясь друг с другом, образовывали шлейф гравийно-песчаных отложений.

Все вышеперечисленные речные долины, заложенные в начальный период юрского цикла осадконакопления по обрамлению Ферганской впадины, отчетливо реконструируются по изменению мощностей и состава сформировавшихся отложений. Спорным до сих пор остается вопрос о распространении обстановок в центральной части впадины, поскольку они погружены до 12 км и более под чехлом верхнемезозойско-кайнозойских отложений. Нельзя не согласиться с Ю. В. Станкевичем и М. И. Симоненко, полагавшими существование в Фергане начиная с нижней юры крупного озера. Восточнее Ферганской впадины в процессе резкой активизации Талас-Ферганского разлома вдоль него возник Восточно-Ферганский седиментационный бассейн, который был одним из самых крупных и интенсивно прогибающихся. Это подтверждается накоплением за короткий промежуток времени грубообломочной массы до 800 м. Слабая сортировка, наличие среди них конгломератов и валунов, идентичный вещественный состав составу размывающих пород свидетельствуют о близости бассейна седиментации и источников сноса.

На месте современных Зеравшанского и Алайского хребтов располагались соответственно палео-Зеравшанская и палео-Кичикалайская впадины. Долины

имели субширотное простирание и соответствовали направлению основных глубинных разломов. По мнению В. И. Троицкого и др., наблюдается отчетливая генетическая связь между глубинной структурой фундамента и ориентацией речных долин, что подтверждается последними исследованиями [5, 17].

Кичикалайская впадина открывалась на восток в направлении Яркенд-Ферганской депрессии, о чем свидетельствует фациальное замещение аллювиальных грубообломочных образований аллювиально-озерно-болотными и озерными, постепенным уменьшением их мощностей с востока на запад в результате выклинивания нижних горизонтов. А в верховьях р. Кичикалай на палеозойском фундаменте залегают меловые и палеогеновые образования.

Открытие палео-Зеравшанской впадины осуществлялось, вероятнее всего, на северо-запад. На это указывает увеличение грубообломочных пород с востока на запад. На начальной стадии юрского цикла осадконакопления впадины представляли собой узкие грабени с крайне неустойчивым характером осадконакопления. Многочисленные речные системы горного типа поставляли грубообломочный материал, сносимый с Туркестано-Северо-Алайского и Гиссаро-Южно-Алайского палеоподнятий.

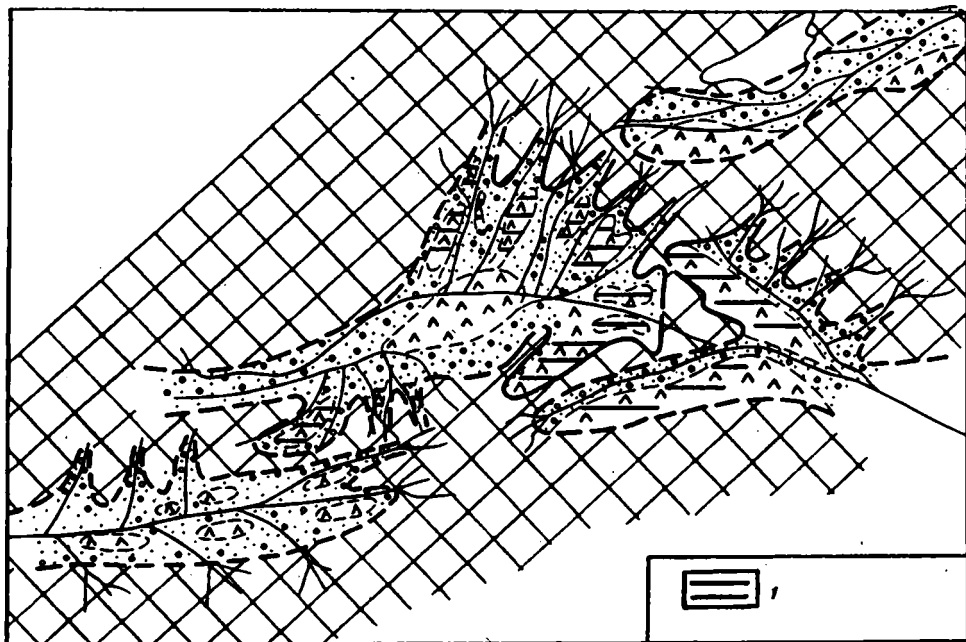
Северо-восточнее Яркенд-Ферганского прогиба образовалась Кавак-Иссык-кульская субшироотно ориентированная речная долина. Ее южная граница совпадает с контурами современных выходов юрских отложений. Северная граница, вероятнее всего, проходила по центральной части современного оз. Иссык-Куль, что подтверждается налеганием неоген-четвертичных отложений на палеозойском фундаменте по северному обрамлению озера.

Основная речная система располагалась в центральной части долины. Многочисленные водные потоки поставляли терригенный материал в основную водную артерию. Изучение структурно-текстурных особенностей юрских отложений в сочетании с общей литолого-фациальной зональностью их накопления указывает на перемещение терригенного материала в восточном направлении. Основным развитием в долине пользовались аллювиальные обстановки. При этом незначительное распространение грубообломочных пород, а в ряде случаев их полное отсутствие указывает на слабую расчлененность обрамляющих древних поднятий. Озерные и озерно-болотные обстановки приурочивались к унаследованным впадинам доюрского рельефа, примыкающим к основным поднятиям и выступам. В процессе их интенсивного заболачивания в районе Кавак и Джергелан образовывались торфяники, из которых формировались угольные пласты мощностью от 2 до 15 м.

Вторая половина нижнеюрско-ааленского этапа совпадает с резким изменением обстановок осадконакопления. В это время начинают формироваться озерно-болотные и озерные ландшафты. При этом они располагались вдоль речных долин, где в настоящее время к ним приурочены основные известные месторождения угля и перспективные площади. Линзовидный характер залегания угольных пластов и вмещающих пород свидетельствует о расчлененном характере рельефа. При этом максимальная мощность углей (соответственно и торфяников) приурочена к центральным частям болот. По периферии они расщепляются, приобретая более сложные черты строения вследствие появления в них многочисленных прослоев гравелитов, песчаников, а в ряде случаев и конгломератов. Не исключено, что аналогичные пласты угля, а возможно, и более мощные можно встретить в погребенных речных долинах по южному борту впадины между Гузаном и Ришаном.

Мощное и интенсивное торфонакопление происходило в Наукатской впадине. В результате заболачивания и заиливания ранее существующих озер формировались торфяники мощностью до 100 м и более. Мощность угольных пластов в настоящее время достигает 10 м.

Ландшафты восточного, северо-восточного и северного обрамлений Ферганской впадины определялись наличием речных долин субмеридионального (пра-Аркит, пра-Ташкумыр), широтного и субширотного (пра-Карангур, пра-Майлису, пра-



Фиг. 4. Палеогеографическая карта второй половины нижнеюрско-алайского этапа
1 — озерно-болотные и болотные палеоландшафты. Остальные условные обозначения см. на фиг. 3

Кок-Янгал) простирались. В отличие от начального периода, где формировались аллювиальные обстановки, начинают широко развиваться озерные и озерно-болотные. В сторону древних поднятий они постепенно исчезали, а к центральной части впадины роль их увеличивалась.

Существенные изменения во второй половине первого этапа произошли в Яркенд-Ферганском бассейне (фиг. 4). Полностью исчезли аллювиальные обстановки. Его территория была занята крупным озером, в конечной стадии существования которого происходили интенсивное его заболачивание и формирование мощных площадных торфяников. По существу весь Яркенд-Ферганский бассейн был занят торфяником. Наиболее крупные торфяники располагались между разрезами Кумбель и Карашура. В юго-восточном направлении площадь торфяников резко уменьшается, а в районе пос. Алайку исчезают полностью. Их исчезновение, видимо, обусловлено слиянием в районе Алайку трех крупных речных систем, две из которых стекали с Таримской суши, а третья — с Кичикалайской впадины. Они были весьма полноводными и, поставляя огромное количество воды в эти озера, препятствовали развитию торфяников.

В Кавак-Иссыкульской впадине в это время были развиты в равной мере как аллювиальные, так и озерно-болотные ландшафты. Торфонакопление ограничивалось локальными участками. Ими в основном являлись мелкие озерные водоемы. Однако, несмотря на их малые размеры, торфонакопление в них протекало настолько интенсивно, что за относительно короткий отрезок времени сформировалась толща торфяников мощностью свыше 100 м. Мощность угольных пластов в настоящее время достигает 15 м (Кавак, Каракичие). На востоке мощность торфяных болот достигала лишь 20—30 м.

Палео-Зеравшанская впадина превратилась в выровненную межгорную долину с озерно-болотными ландшафтами. На возвышенностях и ее пологих склонах произрастала хвойно-гинкговая растительность [10, 11]. Пышное развитие папоротниковых, саговинковых и бенититовых создавали благоприятные условия для торфонакопления. Наиболее интенсивно эти процессы происходили в районах Рават, Сох и Назар-Айлок, где в настоящее время располагаются сложнопост-

роенные угольные пласты (мощность от 5 до 10 м и более). Вдоль палеоподнятий по-прежнему доминировали аллювиальные обстановки.

В Кичикалайской впадине развитие ландшафтов носило унаследованный характер. Однако наряду с аллювиальными обстановками появляются озерные и озерно-болотные с формированием достаточно мощных (Ходжекелянских) торфяников.

Заканчивая краткую характеристику развития ландшафтов в течение завершающего периода первого этапа, следует отметить, что его главной особенностью явилось выравнивание рельефа, выразившееся в резком увеличении озерных и озерно-болотных обстановок. Именно данному отрезку времени соответствует максимальное развитие торфяников, давшее впоследствии основные как известные, так и перспективные площади угольных месторождений, чему способствовало развитие чрезвычайно разнообразного растительного покрова.

Изучение растительных сообществ [7, 12, 13, 16 и др.] показало удивительную взаимосвязь между раннеюрскими ландшафтами и фитогеографической зональностью. В пределах изученного нами региона ими выделены четыре основных типа фитоценозов: 1) существенно цикадофитовый в ассоциации с диаптериевыми, матониевыми и редкими гинкговыми; 2) смешанный цикадофито-гинкговый, отличающийся примерно равными соотношениями цикадофитов и гинкговых; 3) существенно гинкговый и 4) существенно хвощевый.

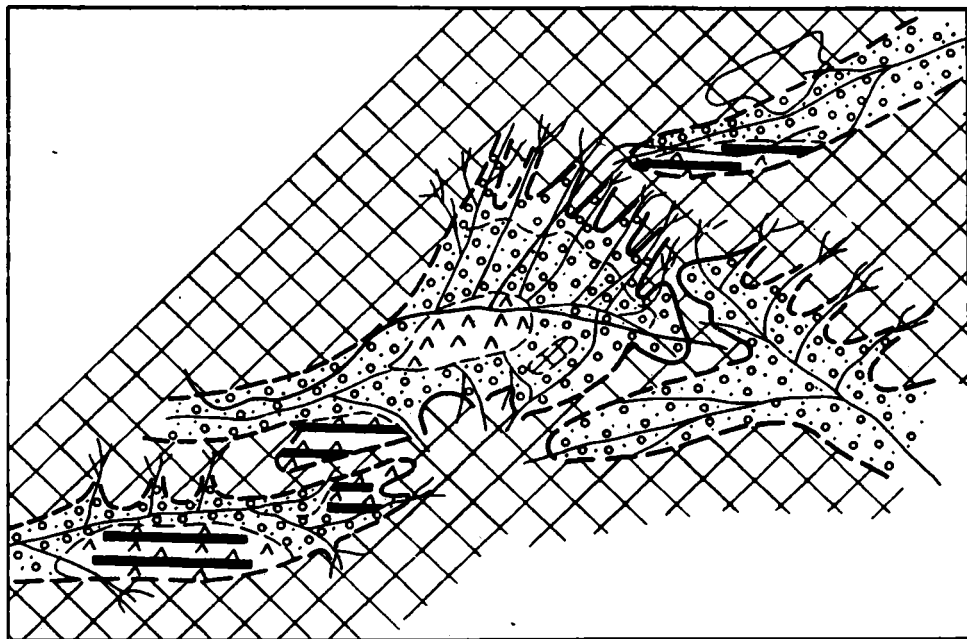
Их распределение в пределах изученного региона позволяет сделать ряд важнейших палеогеографических выводов. На юге территории, примыкавшей к Мезотетису, в растительном покрове преобладают цикадофитовые и папоротниковые растения. В пределах палео-Гиссара, Ферганы и Восточной Ферганы были развиты смешанные комплексы, которые расселялись по долинам рек; неровные извилистые их очертания как бы подчеркивают ориентацию долин. Третий тип фитоценоза характеризует области низкогорных поднятий палео-Туркестана и впадины Внутреннего Тянь-Шаня (Кавак-Иссыкульская).

Байос-батский этап (фиг. 5, б). В связи с резкой активизацией тектонических процессов произошли резкие изменения условий в осадконакоплении в пределах межгорных впадин Тянь-Шаня. Ранее существовавшие и широко распространенные озерные и озерно-болотные обстановки к началу второго этапа полностью исчезают, за исключением Южной Ферганы, где в пределах левого притока пра-Сулюкты (Самаркандек) и Каргаша (Яркенд-Ферганская впадина) продолжали устойчиво существовать озерно-болотные и болотные условия. Остальные районы Ферганской впадины были заняты аллювиальными обстановками. Наиболее интенсивно осадконакопление осуществлялось в Яркенд-Ферганской впадине, где за короткий период накопилась толща (до 800 м) русловых отложений. Процесс осадконакопления в пространстве и во времени резко изменялся, на что указывает большое количество внутриформационных размывов в юрских разрезах.

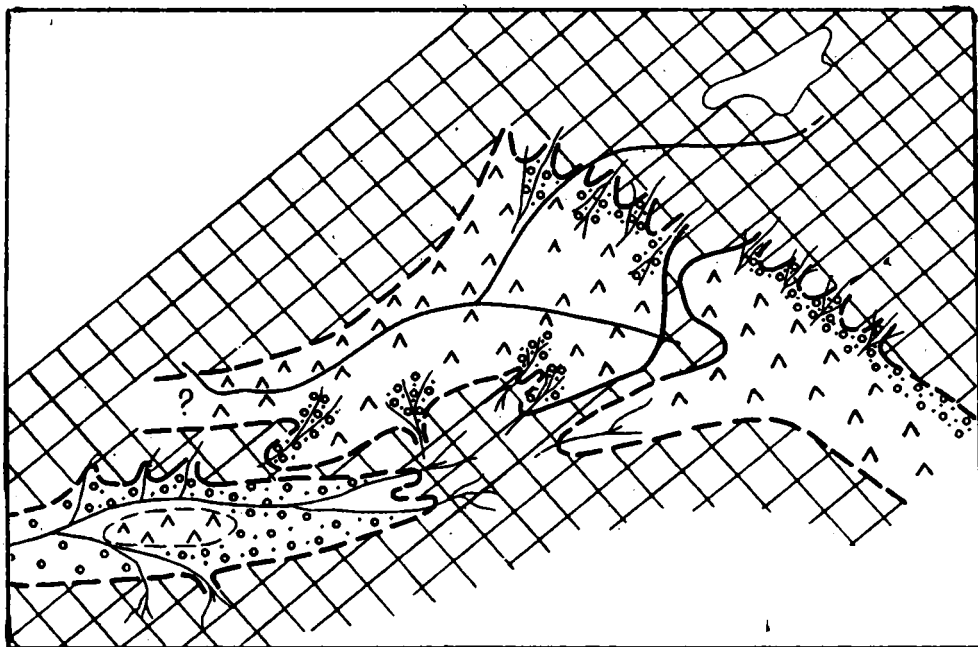
Палеогеография Зеравшанской впадины к началу второго этапа напоминала картину первого этапа, где доминировали озерные и озерно-болотные обстановки. В районе Фан-Ягноб накопились разнообразные по строению торфяники, из которых в дальнейшем образовались свыше 14 угольных пластов различной мощности. С промышленной точки зрения наиболее перспективными являются пласты, находящиеся в средней части разреза мощностью 5—9 м. На площади Рават мощности их сокращаются вследствие внутриформационных размывов. Аналогичные условия были в Назар-Айлоке.

Выдержанность угольных пластов и вмещающих их пород указывают на весьма большие размеры озер. Материалом для формирования торфяников была та же растительность, что и в предыдущем этапе. Однако площадь их распространения значительно уменьшилась из-за меандрирования речных систем, которое часто нарушали процесс торфонакопления вплоть до полного его прекращения (см. фиг. 6).

Вторая половина второго этапа совпадает с максимальным развитием озер



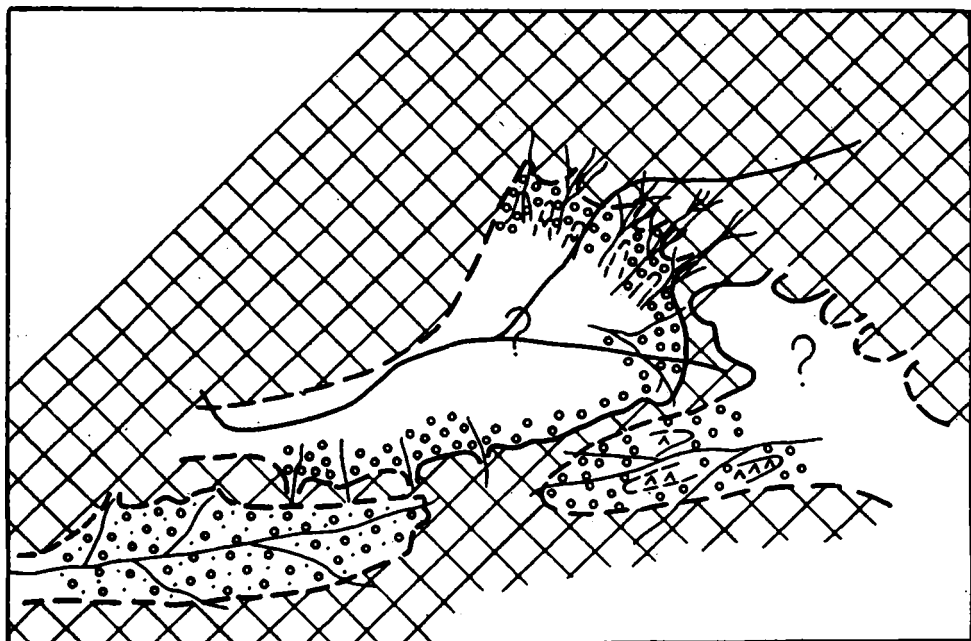
Фиг. 5. Палеогеографическая карта первой половины байос-батского этапа. Условные обозначения см. на фиг. 3



Фиг. 6. Палеогеографическая карта второй половины байос-батского этапа. Условные обозначения см. на фиг. 3

не только в пределах внутриконтинентальных впадин Тянь-Шаня, но и на огромной территории молодой эпигерцинской платформы.

Формирование подобного типа озер совпало с крупной трансгрессией Мезотетиса. В. И. Троицкий [15] и В. И. Сеницин [10] это уникальное явление связывают с резким в несколько раз превышающим норму увеличением атмосферных осадков, достигавших 2000 мм/год. Это, естественно, сказалось на общем



Фиг. 7. Палеогеографическая карта келловейского этапа. Условные обозначения см. на фиг. 3

гидрологическом режиме подземных вод, что и способствовало возникновению крупных пресноводных озер (см. фиг. 6).

Палеогеографические перестройки, происшедшие в течение формирования осадков второй половины второго этапа, обусловили изменение растительного покрова. Продолжающаяся трансгрессия Мезотетиса, пенепленизация низогорных поднятий, разработанность речных долин благоприятствовали миграции теплолюбивых комплексов на север внутрь континента. По данным Т. Н. Сикстель, А. М. Кузичкиной и др., в течение данного периода сохранились общие черты фитогеографической зональности предыдущего этапа. Однако на фоне унаследованности отмечается оттеснение относительно холодолюбивых форм к северу и в зоны местных поднятий, а ареал их распространения заметно сокращается. Зона преобладания цикадофитов охватывала южные депрессии и полукольцом окаймляла внешний край трансгрессий. К северу Т. Н. Сикстель выделяет зону смешанного цикадофито-гинкгового фитогеогеоза (Гиссаро-Ферганский район).

Келловейский этап (фиг. 7). Эволюция ландшафтов в течение накопления осадков третьего этапа осуществлялась под воздействием трех основных факторов: резкой активизации тектонических процессов на водосборных площадях, трансгрессии Мезотетиса и изменения климата от гумидного к аридному.

Все впадины подвергались частичной денудации, сопровождавшейся аридным выветриванием, что подтверждается спорадическим распространением отложений третьего этапа по горным обрамлениям впадины. Кавак-Иссыккульская впадина прекратила свое существование и превратилась в область денудации. Отсутствие отложений в разрезах третьего этапа в Восточно-Ферганской впадине, видимо, также связано с прекращением ее существования.

По обрамлению Ферганской впадины при выходе рек из древних поднятий формировалась цепь конусов выноса, по периферии которых располагались мелкие озерные водоемы. Пестрая окраска терригенных комплексов, варьирующая от ярко-красной до зеленого и коричневого цветов, отсутствие в них растительной примеси, наличие пропластков ангидрита и доломита свидетельствуют о резко аридном климате, установившемся в течение третьего этапа не только в пределах

Тянь-Шаньского, но и всего Среднеазиатского блока. В самой впадине, судя по геофизическим данным, наблюдается резкое сокращение мощностей нижнемезозойских комплексов, что, по-видимому, связано с прекращением осадконакопления. В дальнейшем все юрские впадины испытывают постепенное воздымание и превращение в область денудации. Подобные условия имели глобальный характер и охватили практически крупнейший континентальный блок, каковым являлся Урало-Монгольский пояс.

На юге в пределах Мезотетиса данный этап соответствует оксфорду—кимериджу. Ясинский водораздел по-прежнему продолжал свое существование. Однако он был разделен на ряд небольших плоских впадин, где накапливались пестроцветные терригенные образования, делювиально-пролювиального генезиса. К бортам впадин они быстро выклинивались, а на водоразделах отсутствовали совсем.

Палео-Зеравшинская впадина превращается в область развития аллювиальных обстановок, а Кичикадайсая — аллювиальных и озерных.



Следовательно, комплексное изучение континентальных комплексов Тянь-Шаня позволило расчленить их на три этапа, каждый из которых отражает принципиальные изменения, происходившие в пределах юрских впадин Тянь-Шаньского блока.

Так, первая половина нижнеюрско-алленского этапа ознаменовалась резкой активизацией тектонических процессов. Происходили разрушение ранее сформированного пенепплена и заложение основных морфоструктурных элементов впадин, поднятий и речных систем. Структуры современного рельефа Среднеазиатского блока во многом наследуют основные черты рельефа, сформированного в течение первого нижнеюрско-алленского этапа.

Аллювий речных систем данного периода привлекателен с точки зрения наличия в них различных видов россыпей (турмалин, циркон, в ряде случаев золот).

Вторая половина нижнеюрско-алленского этапа совпадает со стабилизацией тектонических движений. Расширяются речные долины и впадины. Богатый растительный покров, обилие влаги, выравненные ландшафты способствовали формированию озерно-болотных и болотных ландшафтов. Именно с данным этапом связано максимальное развитие торфяников, в результате преобразования которых сформировались как разведанные угольные месторождения, так и перспективные площади. К числу последних следует отнести погребенные речные системы, приуроченные к южному борту Ферганской впадины. В первой половине аллен-байосского этапа вновь активизируются тектонические движения, результатом которых явился уничтожение ранее сформированных ландшафтов. В это время во всех впадинах доминировали аллювиальные обстановки. Со второй половиной аллен-байосского этапа связано широчайшее развитие крупных пресноводных озер, которыми были заняты не только юрские впадины Тянь-Шаньского блока, но и всего Урало-Монгольского пояса. И наконец, в течение келловейского этапа происходят существенные изменения в осадконакоплении, вызванные оживлением тектонических процессов и аридизацией климата. Осадконакопление носило спорадический характер. В конце келловей все юрские впадины прекращают свое существование и превращаются в область денудации. С этого момента начинается новый меловой цикл осадконакопления.

Таким образом, палеогеографические реконструкции, проведенные для основных временных отрезков, дают общее представление о специфике осадконакопления в пределах каждого седиментационного бассейна и возможность проследить их эволюцию в пространстве и во времени, что позволяет оконтурить наиболее благоприятные ландшафтно-палеогеографические зоны формирования различных видов осадочных полезных ископаемых.

1. Алиев М. М., Генкина Р. З., Дубровская Е. Н., Нишанова В. М. Юрские континентальные отложения востока Средней Азии. М.: Наука, 1981. 188 с.
2. Алиев М. М., Крылов И. А., Генкина Р. З. и др. Юра юга Средней Азии. М.: Наука, 1983. 143 с.
3. Баженов М. Л., Моссаковский А. А. Горизонтальные перемещения Сибирской платформы в триасе по палеомагнитным данным//Геотектоника. 1986. № 1. С. 59—69.
4. Бебешев И. И. Палеогеография Ферганской депрессии в юрское время//Осадочные нефтегазоносные формации/Под ред. Тимофеева П. П. М.: Наука, 1985. С. 5—6.
5. Бебешев И. И. Терригенно-минеральные ассоциации юрских отложений Тянь-Шаня//Литология и полез. ископаемые. 1987. № 5. С. 44—57.
6. Буркова А. А., Микерин М. В., Курбатов В. В. Возрастное деление Зеравшано-Гиссарской области по флористическим данным. Таджикистан//Вестн. ЛГУ. 1973. № 12. С. 45—51.
7. Вахрамеев В. А. Ярусное расчленение юры южных районов СССР по данным палеоботаники//Сов. геология. 1969. № 6. С. 8—18.
8. Захаров С. А. Стратоструктуры мезо-кайнозоя Таджикской депрессии. Душанбе: Дониш, 1958. 227 с.
9. Михайлов К. Д., Моралев В. М., Перфильев В. С., Чальян М. А. О бокситоносности мезозойских отложений южной части Афгано-Таджикской депрессии//Разведка и охрана недр. 1969. Т. 7. С. 60—69.
10. Силин В. М. Палеогеография Азии. М., Л.: Изд-во АН СССР, 1962. 268 с.
11. Сикстель Т. А. Некоторые данные о климатических зонах юрского периода//Тр. Среднеаз. гос. ун-та. 1954. Вып. 52. Кн. 5. С. 71—74.
12. Сикстель Т. А. Стратиграфия континентальных отложений верхней перми и триаса Средней Азии. Изд-во ТашГУ, 1960. 144 с.
13. Станкевич Ю. В. Краткий очерк палеогеографии Средней Азии в юрском периоде. Ташкент: Изд-во САИГМС, 1959. Вып. 1. С. 13—241.
14. Троицкий В. И. Тектоника мезозойского орогенного пояса Центральной Азии. Новосибирск: Наука, 1973. С. 42—84.
15. Троицкий В. И. Верхнетриасовые и юрские отложения южного Узбекистана. Л.: Наука, 1967. 312 с.
16. Троицкий В. И. К палеогеографии Таджикской депрессии в юрское время//Изв. Тадж. АН. Отд. геол.-хим. и техн. наук. 1961. Вып. 1(3). С. 28—41.
17. Тимофеев П. П., Бебешев И. И., Макаров Ю. В. Основные черты развития юрских ландшафтов юго-востока Средней Азии//Литология и полез. ископаемые. 1985. № 1. С. 15—28.

Геологический институт РАН,
Москва

Поступила в редакцию
23.IV.1993

УДК 550.4 : 552.5 : 551.77(479)

© 1994 Недумов Р. И.

ПРОБЛЕМЫ ЛИТОЛОГИИ, ГЕОХИМИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРЕДКАВКАЗЬЯ

СООБЩЕНИЕ 2. ВЛИЯНИЕ ПАЛЕОРЕК НА ОСОБЕННОСТИ СЕДИМЕНТАЦИИ В БАСЕЙНАХ ПРЕДКАВКАЗЬЯ

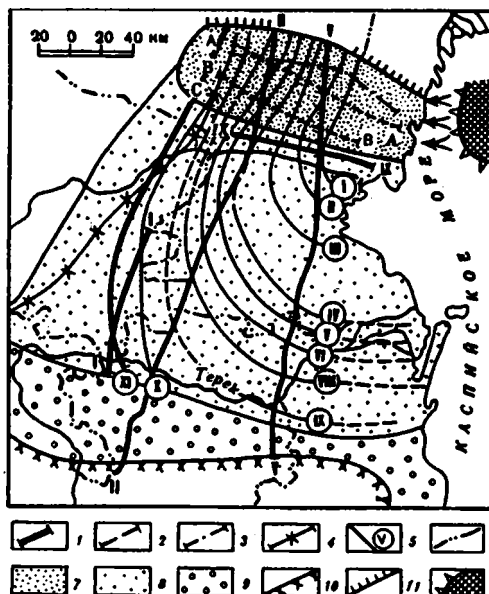
Показана роль крупных платформенных рек в процессе накопления майкопских отложений Центрального и Восточного Предкавказья. На основании данных о деятельности палеорек в майкопское, а также в нижнесреднеюрское, среднемиоценовое, среднеплиоценовое время делается вывод о длительном существовании крупной платформенной реки, образующей дельты в восточной и северо-восточной частях Восточного Предкавказья, твердый сток которой оказывал определяющее влияние на осадконакопление в Восточном Предкавказье и значительно влиял на седиментацию в Центральном и, возможно, Западном Предкавказье.

Анализ минералого-геохимических особенностей двух стратотипических разрезов майкопской серии по р. Сулак (Восточное Предкавказье) и по р. Кубань (Центральное Предкавказье) дал возможность сделать вывод о существовании в течение всего майкопа крупной платформенной реки, сток которой определял осадконакопление в Восточном и даже Центральном Предкавказье [17].

Несомненно, терригенный сток большой реки, сопоставимой с современными Доном и Волгой, наложил вполне определенный отпечаток на литолого-фациальную картину в Восточном Предкавказье. К сожалению, майкопские отложения этого региона выходят на дневную поверхность лишь в виде узкой полосы, а буровыми работами майкопская толща Восточного Предкавказья изучена довольно слабо. Однако имеются совершенно определенные данные, свидетельствующие о существовании в майкопское время крупной платформенной реки, впадавшей в майкопское море в районе Северного Каспия и оказывавшей определяющее влияние на осадконакопление в Восточном и, по-видимому, Центральном Предкавказье.

Прежде всего это материалы бурения. Согласно данным М. С. Бурштара и Ю. Н. Швембергера [4], на большой площади Восточного Предкавказья, охватывающей южный склон кряжа Карпинского, Чернолесский прогиб, Прикумско-Тюленевский вал и прилегающие районы, общей площадью более 40 тыс. км², в мощной майкопской толще наблюдается не менее 13 песчано-алеврито-глинистых пачек, большая часть которых расположена в средней части майкопа. В этих пачках насчитывается от 3 до 12 песчаных пластов, которые последовательно выклиниваются с востока на запад начиная с более древних. Песчанистость отложений увеличивается с запада на восток и достигает максимума (36—44%) в районе Кизлярского залива. Таким образом, результаты бурения, на которых основаны приведенные выше данные, достаточно определенно свидетельствуют о поступлении в северо-восточную часть бассейна крупных порций песчано-алевроглинистого материала с платформы. Подобные поставки могли осуществляться только крупной платформенной рекой, а выделенные пачки терригенных отложений представляют собой отложения конуса выноса, авандельты и дельты.

Новые возможности для литолого-фациальных и литолого-стратиграфических реконструкций предоставляет широко распространившийся в последнее время



Фиг. 1. Схема изученности региональными профилями ОГТ Восточного Предкавказья (по [14])

1—4 — региональные профили (1 — ПО Грознефтегеофизика, 2 — составленные в ходе выполненных обобщений, 3 — ПО Волгограднефтегеофизика, 4 — ПО Ставропольнефтегеофизика); 5 — линии кромок палеошельфа клиноформных сейсмофаций майкопской толщи (I—XI — индексация клиноформ майкопа); 6 — административные границы; 7 — площадь проведения детального сейсмостратиграфического анализа; 8 — территория, на которой установлены западные и юго-западные наклоны клиноформ майкопа на региональных и других сейсмических профилях; 9 — зона значительных постседиментационных дислокаций отложений майкопа, отсутствия непрерывных отражающих горизонтов на временных разрезах ОГТ; 10 — граница области выходов майкопа на дневную поверхность на северо-восточных склонах Кавказа; 11 — граница зоны полного размытия майкопа; 12 — предполагаемая палеосуша, основной источник сноса для формирования терригенных отложений майкопского бассейна; стрелками показано направление сноса обломочного материала в майкопском палеобассейне на раннем этапе его заполнения

сейсмостратиграфический анализ осадочных бассейнов. В работе Н. Я. Кунина и др. [14] проведен сейсмостратиграфический анализ осадочного чехла Восточного Предкавказья. Майкопская толща, по данным этого анализа, обладает клиноформным строением и расчленяется на 11 клиноформных сейсмофаций, для которых характерен песчано-глинистый состав с преобладанием глинистой составляющей (фиг. 1). Согласно данным этих авторов, привнос терригенного материала происходил с востока и северо-востока из источника, расположенного на месте современного северного сектора Каспийского моря. Клиноформы формировались на склонах и в относительно глубоководных частях палеоморя в условиях некомпенсированного осадконакопления. Дугообразное простираение в плане майкопских седиментационных тел и черепицеобразный характер их взаимного последовательного перекрытия отражают пульсационный характер поставок терригенного материала из расположенного на северо-востоке источника, а также усиление его интенсивности во времени.

Видно, что результаты сейсмостратиграфического анализа майкопской толщи очень хорошо совпадают с данными бурения. И те и другие подтверждают наличие крупного источника терригенного материала в районе северной части Каспийского моря. О масштабах его деятельности свидетельствуют размеры сформированных им осадочных тел. Площади песчаных пачек, согласно данным, приведенным в работе [4], изменяются от 5 до 40 тыс. км². Размеры клиноформ составляют: в длину от 90 до 300 км, в ширину 40—50 км, мощность — сотни метров, а объем отложений в каждой клиноформе варьирует от 1,2 до 2,2 тыс. км³

[14]. Деятельность северо-восточного источника терригенного материала прослеживается в течение всего майкопского времени, однако наиболее интенсивно она проявлялась в среднем майкопе, когда значительные массы песчаного материала выносились далеко в глубь бассейна. Иными словами, терригенное вещество поставлялось неравномерно, пульсационно.

В качестве механизма формирования серии песчаных пачек в майкопской толще Восточного Предкавказья М. С. Бурштар и Ю. Н. Швембергер [4] предлагают действие периодических мутьевых потоков. В северной и северо-восточной шельфово-прибрежной зоне бассейна откладывались песчано-илистые осадки. В результате тектонических движений эти несцементированные осадки сползали по подводному склону в юго-западном направлении, взмучивали воду и образовывали мутьевые потоки, которые выносили и откладывали песчаный материал у подножия подводного склона впадины, унаследованной с эоценового времени и включавшей в себя Чернолесский прогиб и западную часть Прикумско-Тюленевского вала. В результате воздействия серии последовательных мутьевых потоков впадина заполнялась, граница ее отодвигалась на запад и каждый последующий песчаный прослой продвигался все дальше в глубь бассейна, перекрывая предыдущий.

Другой механизм возникновения песчаных пачек был описан в работе Т. А. Амашукели и др. [1] по Западному Предкавказью. Изменение в результате тектонических движений уровня базиса эрозии приводило к интенсивному выносу рекой значительных масс терригенного материала к подножию подводного склона, т. е. в удаленные от побережья части бассейна. При этом зону шельфа осадочный материал проходил транзитом.

Не отрицая первого, по-видимому, надо признать большую правдоподобность второго механизма. В его пользу свидетельствуют данные о том, что при формировании клиноформ осадконакопление на шельфе было прерывистым, а на склоне непрерывным [14]. В бассейне материал, выносимый рекой, приобретал характер мутьевого течения, формируя протягивающийся на десятки и сотни километров конус выноса. О возможных масштабах подобного процесса позволяють судить конусы выноса таких рек, как Ганг и Брахмапутра, Амазонка, Миссисипи [7]. Следует учитывать, что даже небольшая река при благоприятных условиях может за очень короткое время вынести огромные массы терригенного материала. Современным примером подобного резкого увеличения твердого стока в бассейн может служить р. Санта-Клара в США, которая в результате наводнения вынесла в 1969 г. взвеси на три порядка больше, чем в обычные годы [7].

Река, способная выносить тысячи кубокilометров вещества на десятки и сотни километров в глубь бассейна, должна была оставить следы своей деятельности и на платформе. И действительно, исследованиями Ю. А. Петроковича [18], М. Н. Грищенко [9], С. А. Жутеева [11], Г. Н. Родзянко [19], Ю. И. Иосифовой [15], Г. И. Горецкого [8], В. А. Брылева [3] и многих других на территории Русской платформы были выявлены и прослежены на сотни километров остатки русла крупнейшей третичной реки — палео-Дона.

Наиболее полная реконструкция олигоцен-миоценовых долин палео-Дона приведена в работе [15]. Согласно этим данным, долина палео-Дона прослеживается от г. Рязани на юг в субмеридиональном направлении более чем на 1000 км, ширина ее составляет 40—50 км, а амплитуда врезов в пределах Окско-Донской равнины достигает 120 м. Древнейшие на сегодняшний день отложения палео-Дона, каменнобродские слои, датируются в этой работе ранним миоценом, а перекрывающие их ламкинская и горелкинская свиты — средним и первой половиной позднего миоцена. Однако анализ, проведенный Г. И. Горецким [8], показал, что каменнобродские слои близко сопоставляются с соленовским горизонтом Нижнего Дона, что позволило датировать возникновение палео-Дона (или Соленовской реки, по Г. И. Горецкому) олигоценом. Следовательно, логично связать возникновение серии клиноформ в среднем майкопе Восточного Предкавказья главным образом с деятельностью палео-Дона.

Долина палео-Дона уверенно прослеживается примерно до широты Волгограда. Ее положение в нижнем течении неоднозначно. Скудость фактического материала обусловила появление разных вариантов пространственного положения нижнего течения и устья палео-Дона в миоцене. Ю. И. Иосифова [15] расположила устье палео-Дона в Северном Ставрополье, В. А. Брылев [3] повернул нижнее течение этой реки на восток к Северному Каспию, Г. Н. Родзянко [19] проследил долину миоценовского палео-Дона на запад в сторону Азово-Черноморского бассейна. В основе всех этих работ лежат материалы по палеоврезам платформенных рек, а также находки руководящей фауны и данные спорово-пыльцевого анализа. Детальное рассмотрение комплекса данных, приведенных в указанных выше работах, и результатов литолого-фациального и минералого-геохимического изучения среднемиоценовых отложений Предкавказья дало возможность утверждать, что в течение среднего миоцена пространственное положение долины палео-Дона в нижнем течении неоднократно менялось [16]. Первоначально его устье располагалось в северной части Ставрополья. В результате резкого понижения уровня базиса эрозии в тархане и раннем чокраке, связанного с процессами альпийского тектогенеза, палео-Дон прорезал глубокий 400-метровый каньон в майкопских отложениях, развитых по побережью тарханского моря [13], и доставил на Ставропольский свод и в Беломечетский прогиб значительные массы песчаного материала. В это же время песчаные осадки накапливались и в районе Северного Дагестана, т. е. в восточную зону Предкавказского бассейна впадала другая платформенная река, по-видимому, палео-Волга. Позднее, в чокраке, воздымание Южно-Ергенинского и Донецкого поднятий привело к повороту долины палео-Дона на восток, в район Яшкулей, и к формированию устья в северной части Каспийского моря вблизи или совместно с палео-Волгой. Во второй половине карагана палео-Дон еще раз изменил направление своего нижнего течения, повернув на запад. Итак, в самом начале среднего миоцена устье палео-Дона находилось в северном Ставрополье, а ранее (в среднем майкопе) достаточно уверенно фиксировалось в северной части Каспия.

Анализ минералого-геохимических особенностей олигоцен-миоценовых отложений Восточного и Центрального Предкавказья, выполненный на базе двух стратотипических разрезов [17], а также данные о вещественных следах деятельности палео-Дона на Окско-Донской равнине и о изменении его нижнего течения в среднемиоценовое время [15, 16] позволяют высказать два положения: во-первых, широтная миграция устья палео-Дона имела место и в майкопское время, когда оно переместилось из района Северного Каспия в Северное Ставрополье; во-вторых, кроме палео-Дона по крайней мере в миоценовое время существовала еще одна достаточно крупная платформенная река, которую условно можно назвать палео-Волгой.

Какие же данные лежат в основе этих выводов. Во-первых, в верхней части разреза по р. Кубань в ольгинской и ритцевской свитах происходит довольно резкое увеличение содержания целого ряда химических элементов, большинство из которых принадлежит к группе геохимически слабо подвижных элементов [17], в то время как в отложениях зурамакентской свиты, являющейся аналогом ольгинской и ритцевской свит в разрезе по р. Сулак, концентрации геохимически слабо подвижных химических элементов практически не увеличиваются, т. е. геохимические данные указывают на увеличение доли алевритовой фракции в глинах разреза по р. Кубань, а значит, на появление вблизи него нового источника питания при сохранении статус-кво в районе разреза по р. Сулак.

Во-вторых, значительная примесь алевритового материала в ольгинских и в меньшей степени ритцевских глинах разреза по р. Кубань наблюдается и непосредственно в образцах и шлифах. И это характерно не только для разреза по р. Кубань, но и для всего Центрального Предкавказья. Кроме того, по данным К. Д. Захаренка [12], на Ставропольском своде в верхнем майкопе фиксируется субмеридиональная полоса повышенной песчанистости, ограниченная с юга Янкульским выступом, а с севера — валом Карпинского. Длина полосы 210 км, а

ширина 120 км. В этой полосе в верхнем майкопе выделяются семь уровней резкого погрубения терригенного материала, или семь пластов, сложенных песчанистыми алевролитами, анализ минерального состава которых показал, что источником их является северная суша [12]. Пространственное положение этой полосы, уменьшение мощностей верхнего майкопа и утонение терригенного материала по обе стороны от нее, чередование глинистых и песчано-алевритовых прослоев в разрезе, северное происхождение осадочного материала недвусмысленно свидетельствуют о появлении на севере Ставрополя в ольгинское время достаточно крупной платформенной реки. Ранее нами было показано, что устье палео-Дона располагалось в северной части Ставрополя по крайней мере с начала среднего миоцена [16]. Теперь, по-видимому, можно утверждать, что устье палео-Дона появилось в Северном Ставрополе на рубеже караджалгинского и ольгинского времени.

Учитывая, что максимум выноса терригенного материала с платформы в Восточное Предкавказье падает на средний майкоп, можно заключить, что с соленовского времени и по ольгинское устье палео-Дона располагалось в районе северного сегмента Каспийского моря. В то же время после ухода палео-Дона на север Ставрополя характер осадконакопления в Восточном Предкавказье заметно не изменился, хотя доля более грубого материала заметно уменьшилась, т. е. там продолжал действовать мощный источник платформенного материала. Этим источником могла быть лишь палео-Волга. Следы деятельности палео-Волги отмечались в северном Дагестане и в начале среднего миоцена, когда палео-Дон прорезал глубокий каньон в майкопских отложениях на севере Ставрополя. К сожалению, остатки олигоцен-миоценовой долины Волги пока не обнаружены. Не исключено, что они полностью уничтожены последующими размывами.

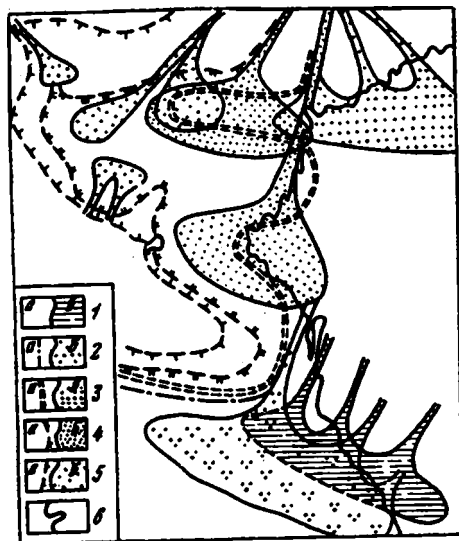
Анализируя литолого-фациальные особенности майкопа Центрального Предкавказья, нельзя не отметить довольно широкого распространения песчано-алевритового материала в хадуме Ставрополя. Источником терригенного материала и в этом случае является Русская платформа. Этот вывод сделан В. А. Гроссгеймом [10] на основании изучения терригенных минералов. Наибольший интерес для нас представляет пространственное положение песков и алевроитов хадума, которые сравнительно узкой полосой пересекают Ставрополье с севера на юг. В. А. Гроссгейм связывает возникновение этой полосы с донными течениями. Представляется достаточно правдоподобным, что эти течения возникали на продолжении и в результате деятельности крупной платформенной реки. Этой рекой, по-видимому, был набирающий силу палео-Дон. В этом случае общую последовательность событий в олигоцен-миоценовой истории палео-Дона можно представить следующим образом.

Хадум — относительно слабые поднятия на Русской платформе и некоторое отступление моря привели к усилению выноса терригенного материала палео-Донем в Ставрополье и к формированию песчано-алевритовой полосы.

Средний майкоп — увеличение амплитуды тектонических движений на платформе привело к резкой активизации деятельности палео-Дона (или Соленовской реки, по Г. И. Гарецкому), что выразилось, с одной стороны, в переуглублении его долины и образовании глубоких врезов на Окско-Донской равнине, а с другой — в миграции устья реки на восток и формировании серии мощных песчаных прослоев в среднем майкопе Восточного Предкавказья.

Поздний майкоп — возвращение палео-Дона в Центральное Предкавказье, о чем свидетельствует появление субмеридиональной песчано-алевритовой полосы в ольгинско-ритцевских отложениях Ставрополя и исчезновение песчано-алевритового материала в синхронных им толщах Восточного Предкавказья.

Средний миоцен — значительное отступление моря, а затем серия регрессивно-трансгрессивных движений привели к перемещению устья палео-Дона в Восточное Предкавказье и накоплению там ряда песчаных пластов в течение чокрака и большей части карагана. В конце карагана устье палео-Дона вновь переместилось далеко на запад.



Фиг. 2. Расположение береговой линии (а) и дельты палеореки (б) северо-восточной части бассейна Большого Кавказа (по [6])

1 — середина позднего тоара (предполагаемое положение); 2 — конец позднего тоара — начало позднего аалена; 3 — поздний аален — начало раннего байоса; 4 — ранний байос; 5 — поздний байос — начало бата; 6 — береговая линия Каспийского моря

Обращает на себя внимание тот факт, что в моменты мощного лавинного выноса значительных масс терригенного материала с платформы в палеобассейн устье палео-Дона перемещается на восток, в пределы Восточного Предкавказья (средний майкоп, чокрак — караган), а при ослаблении тектонических движений и уменьшении объемов выносимого терригенного материала устье палео-Дона мигрирует на запад, в Центральное и даже Западное Предкавказье (хадум, поздний майкоп, караган — конка).

Как показали исследования В. А. Гроссгейма [10], основанные на изучении ассоциаций терригенных минералов, главным источником осадочного материала для кавказских и предкавказских морей служила Русская платформа. Миграция терригенного материала с платформы, по крайней мере в течение мезо-кайнозоя, в целом шла с севера на юг. Этот процесс не был одноактным, а осложнялся неоднократным переотложением. При этом при благоприятных условиях огромные массы обломочного материала получали возможность для быстрого перемещения в геосинклинальный бассейн.

Такие условия создавались на разных временных срезах при возникновении крупных платформенных речных артерий, сравнимых с современными Волгой и Доном. Можно привести несколько примеров массового выноса обломочного материала в южный палеобассейн.

Во-первых, это рассмотренное в настоящей работе майкопское время, когда положение устья палео-Дона определяло процессы осадконакопления в Восточном и отчасти Центральном Предкавказье.

Во-вторых, это рассмотренное в работе [6] ранне-, среднеюрское время, в течение которого крупная платформенная река образовала несколько значительных по мощности и площади распространения конусов выноса.

Рассчитав и проанализировав скорости накопления осадочных толщ в 10 разрезах Центрального и Северо-Восточного Кавказа, авторы сделали вывод об определяющем влиянии на осадконакопление в восточной части прогиба крупной платформенной реки, приносившей в бассейн большое количество осадочного материала и обусловившей аномально высокие скорости седиментации.

Авторы реконструировали расположение береговой линии и дельты крупной платформенной реки для пяти последовательных временных срезов (фиг. 2) и продемонстрировали четкую зависимость между трансгрессивно-регрессивными движениями моря и миграцией дельты. Следует отметить и выявленную направленность в изменении скорости накопления осадочных толщ: наименьшие скорости

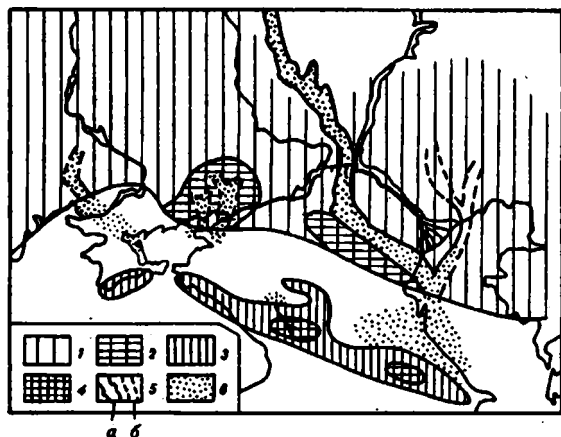
фиксируются на шельфе и возрастают в направлении материкового склона, его подножия и северного обрамления осевой части прогиба. Иными словами, основные массы терригенного (в том числе и грубого) материала, поставляемые с платформы крупной рекой, транзитом проходили зону прибрежного мелководья и откладывались в относительно глубоководных зонах бассейна в десятках и даже сотнях километров от побережья, что находится в соответствии с рассмотренным в работе [1] механизмом пульсационного выноса значительных масс обломочного материала далеко в глубь бассейна.

В-третьих, это среднемиоценовое время, когда в Восточном Предкавказье сформировалась толща чередующихся пластов разнообразных песчаников, алевролитов и пачек глин (фиг. 3).

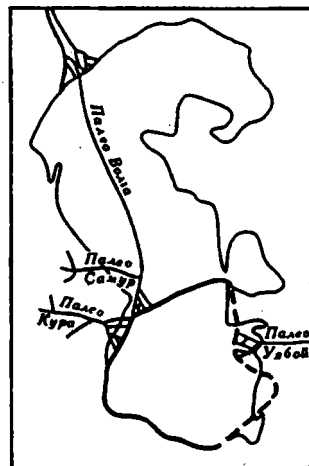
Детальное изучение чокракско-караганской толщи Восточного Предкавказья [16, 20] позволило нам сделать вывод о том, что главным источником как песчаного, так и глинистого материала в Восточном Предкавказье служила Русская платформа, а основным транспортирующим агентом был палео-Дон. Однако механизм поставки терригенного материала в бассейн существенно отличался от действовавшего в майкопское время.

Клиноформное строение пачек майкопской толщи свидетельствует о непосредственном выносе материала крупной рекой далеко в глубь палеоводоема [1, 14], т. е. о широком развитии отложений конусов выноса, аванделът, дельт. В среднем миоцене шло накопление покровного комплекса отложений [14], а значит, распространение по бассейну терригенного и в первую очередь песчаного материала, поставляемого рекой, шло главным образом за счет собственной гидродинамики водоема, т. е. за счет донных течений. Н. Б. Вассоевич и В. А. Гроссгейм на основе использования 3000 замеров ориентировки наклонных косых слоев установили, что в чокракско-караганское время основное течение было направлено со стороны г. Астрахани, где располагался источник материала, к городам Грозный и Махачкала [5]. Далее это основное течение разветвлялось на две ветви, причем одна ветвь (грозненская) направлялась на запад, а другая (махачкалинская) — на юг и юго-восток.

Деятельность подводных течений не была постоянна. Длительные периоды относительного гидродинамического покоя, когда шло накопление глинистых илов, не менее 20 раз за чокракско-караганское время сменялись периодами резкого обострения гидродинамической активности, во время которых мощные донные течения в относительно короткие сроки выносили огромные массы хорошо отсортированного и окатанного материала далеко в глубь бассейна, в том числе и в его южную прикавказскую часть. Обострение гидродинамической активности возникало как одно из следствий периодического усиления тектонических движений, связанных с проявлениями альпийского тектогенеза и затронувших весь Кавказский регион и смежные области Русской платформы. Другим следствием этих движений были трансгрессивно-регрессивные перемещения палеоморя. Быстрые катастрофические регрессии и соответственно понижения базиса эрозии приводили к переуглублению долин платформенных рек, образованию палеоврезов и выносу огромных масс терригенного, в значительной мере песчаного, материала в бассейн и дальнейшему его разносу течениями. Постепенное наступление моря вызывало подпруживание рек и образование гигантских лиманов, проникавших далеко в тело платформы [15]. При этом материал песчаной размерности практически не поступал в бассейн, осаждаясь в лиманах, а в палеоморе шло накопление глинистых толщ. Следующая регрессия вновь вызывала вынос в бассейн порции терригенного материала, накопившейся за спокойный период в лиманах. Действие подобного двухтактного механизма поставки осадочного материала с Русской платформы в среднемиоценовое море было возможно в условиях относительного мелководья, когда тектонические движения и изменения базиса эрозии могли быть причинами резкого усиления гидродинамики палеобассейна и возникновения кратковременных, но мощных течений.



Фиг. 3



Фиг. 4

Фиг. 3. Палеогеографическая схема Предкавказья для чокракско-караганского времени (по [16])
1 — северная суша; 2 — возвышенные участки северной суши; 3 — кавказская суша; 4 — возвышенные участки кавказской суши; 5 — контуры долин палеорек (а — прослеженные, б — предполагаемые); 6 — площади преимущественного накопления песчаного материала

Фиг. 4. Карта конца века продуктивной свиты (по [2])

В-четвертых, это среднеплиоценовое время, когда шло накопление продуктивной свиты Апшеронского полуострова. Для решения проблемы происхождения продуктивных отложений В. П. Батулин [2] провел детальное петрографическое изучение отложений Апшеронского полуострова, прилегающих к нему Кабристана, Прикуринской низменности, Кубинского района, а также Челекена. В результате В. П. Батулин выделил четыре различных по составу, а следовательно, и по источникам сноса терригенно-минералогические провинции (ТМП). Набор минералов Прикуринской ТМП (моноклинные пироксены, роговые обманки) бесспорно указывает, что ее питающей провинцией являлся бассейн, дренируемый в настоящее время р. Курой. Кабристанско-Кубинская ТМП характеризуется эпидотом, цирконом, гранатом и турмалином, что однозначно указывает на Главный Кавказский хребет как ее питающую провинцию. Характерными минералами Челекенской ТМП являются гранат, роговые обманки, дистен. Набор минералов и пространственное положение ТМП не оставляет сомнений в том, что источником сноса для нее являлся Закаспийский край. Минеральный состав Апшеронской ТМП (ильменит, дистен, ставролит, силлиманит) резко отличается от состава осадков, сносимых с Малого Кавказа и Главного хребта, но обнаруживает поразительное сходство с минеральным составом осадков, выносимых Волгой. Иными словами, питающей провинцией для отложений продуктивной свиты Апшерона служила Русская платформа. На основании исследования структурных черт осадков продуктивной толщи и сопоставления их с осадками дельты и авандельты Волги и Куры, а также существования на двух смежных участках (Прикуринская низменность и Апшеронский полуостров) отложений огромной мощности, накопившихся за сравнительно короткий промежуток времени и характеризующихся резко различным минеральным составом, В. П. Батулин сделал вывод о формировании этих отложений в обстановке двух дельт. При этом реки, формировавшие эти дельты (палео-Кура и палео-Волга), дренировали различные питающие провинции (фиг. 4).

Таким образом, анализ палеогеографических ситуаций и обстановок осадко-

накопления в Восточном Предкавказье и прилегающих к нему районах на разных временных срезах показал, что по крайней мере с юрского времени на Русской платформе существовала река, по своим размерам сравнимая с современными Волгой и Доном. Устье этой реки неоднократно изменяло свое положение как в широтном, так и в меридиональном направлении, однако во всех рассмотренных случаях вынос основной массы платформенного материала осуществлялся в восточную часть палеоморя, т. е. в пределы Восточного Предкавказья и в прилегающие к нему районы. Интенсивность выноса терригенного материала, его размерность и зрелость менялись во времени в зависимости от величины колебаний базиса эрозии и общей палеогеографической ситуации в регионе, но, по-видимому, всегда, по крайней мере во всех изученных ситуациях, материал с Русской платформы определял процессы осадконакопления в Восточном Предкавказье. В осадочной толще Восточного Предкавказья неоднократно появлялись песчаные пласты-коллекторы, представляющие собой отложения речных палеодолин, дельт, авандельт, конусов выноса, донных течений, что свидетельствует о новых перспективах нефтегазоносности в этом регионе.

Список литературы

1. Амащукели Т. А., Архипов А. А., Волкодав Б. Л., Путевская Т. В. Майкопские клиноформы северного крыла Индоло-Кубанского прогиба по данным сейсморазведки//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1984. Т. 59. Вып. 5. С. 34—37.
2. Батулин В. П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1947. 338 с.
3. Брылев В. А. Палеогеоморфология речных долин юго-востока Русской равнины//Геоморфология. 1984. № 3. С. 22—29.
4. Буриштар М. С., Швембергер Ю. Н. Отложения майкопской серии Восточного Предкавказья — возможный резерв открытия новых месторождений нефти и газа//Тр. ВНИГНИ. 1970. Вып. 100. С. 98—110.
5. Вассоевич Н. Б., Гроссгейм В. А. К палеогеографии Северо-Восточного Кавказа в среднемиоценовую эпоху//Геол. сборник. 1951. № 1. С. 121—135.
6. Гаврилов Ю. О., Гушин А. И., Стафеев А. Н. Динамика накопления осадочных толщ в ранне- и среднеюрское время на Северном Кавказе//Литология и полез. ископаемые. 1989. № 5. С. 89—102.
7. Гордеев В. В. Речной сток в океан и черты его геохимии. М.: Наука, 1983. 160 с.
8. Горецкий Г. И. Палеопотамологические эскизы Палео-Дона и Пра-Дона. Минск: Наука и техника, 1982. 328 с.
9. Грищенко М. Н. К палеогеографии бассейна Дона в неогене и четвертичном периоде//Материалы по четвертичному периоду СССР. Вып. 3. 1952. С. 145—157.
10. Гроссгейм В. А. Терригенное осадконакопление в мезозое и кайнозое Европейской части СССР//Тр. ВНИГНИ. 1972. Вып. 314. 246 с.
11. Жутеев С. А. Погребенная долина Понт-Волги в пределах Нижнего Заволжья//Уч. зап. Саратов. гос. ун-та. Вып. геогр. 1959. Т. 72. С. 29—32.
12. Захаренко К. Д. Некоторые литофациальные особенности верхнемайкопских отложений северо-восточной части Центрального Предкавказья//Тр. АзНИИ по добыче нефти. 1968. Вып. 21. С. 93—94.
13. Косарев В. С., Козяр Л. А., Ипатова З. М. Новые данные о каньоне в майкопских отложениях Северного Ставрополя//Докл. АН СССР. 1965. № 2. С. 403—406.
14. Кушин Н. Я., Косова С. С., Блохина Г. Ю. Сейсмостратиграфический анализ кайнозойских отложений Восточного Предкавказья с целью поиска неантиклинальных ловушек нефти и газа//Сейсмостратиграфические исследования в СССР. М.: Наука, 1990. С. 71—87.
15. Миоцен Окско-Донской равнины. М.: Недра, 1977. 248 с.
16. Недумов Р. И. Особенности седиментации в среднемиоценовом бассейне Предкавказья в связи с деятельностью палео-Дона//Литология и полез. ископаемые. 1988. № 6. С. 69—77.

17. Недумов Р. И. Проблемы литологии, геохимии и палеогеографии кайнозойских отложений Предкавказья. Сообщение 1.//Литология и полез. ископаемые. 1993. № 6. С. 36—54.
18. Петрокович Ю. А. Ергень-река//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1947. Т. 22. № 3. С. 63—72.
19. Родзянко Г. Н. Континентальный и континентально-морской миоцен Нижнего Дона и Нижней Волги//Состояние изученности стратиграфии плиоценовых и плейстоценовых отложений Волго-Уральской области и задачи дальнейших исследований. Уфа: Изд-во Башк. фил. АН СССР. 1976. С. 102—116.
20. Холодов В. Н., Недумов Р. И. Литология и геохимия среднего миоцена Восточного Предкавказья. М.: Наука, 1981. 205 с.

Геологический институт РАН,
Москва

Поступила в редакцию
19.V.1993

УДК 553.67:551.73(571.5)

© 1994 г. Гептнер А.Р., Ивановская Т.А., Ушатинская Г.Т.

К ВОПРОСУ О БИОХЕМОГЕННОМ ПРОИСХОЖДЕНИИ СЛОИСТЫХ
СИЛИКАТОВ ГЛАУКОНИТ-ИЛЛИТОВОГО СОСТАВА

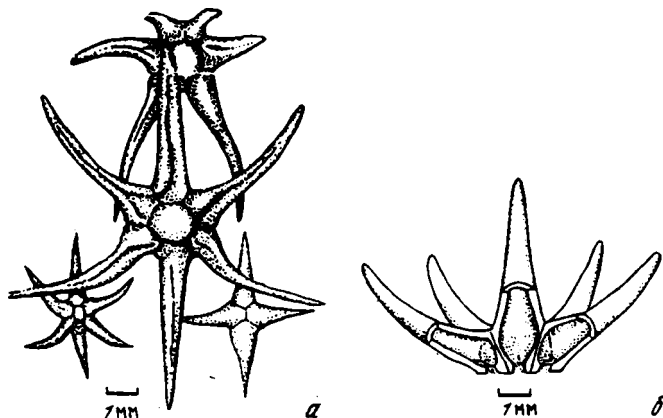
(кембрий, Северное Верхоянье)

В отложениях нижнего-среднего кембрия Северного Верхоянья изучены три морфологических типа выделений слоистых силикатов глауконит-иллитового состава, образовавшихся в зоне диагенеза. Впервые на территории России в кембрии найден Al-глауконит. Доказывается, что Al-глауконит изоморфных выделений и в ядрах шипов ханцеллорий сформировался в результате преобразования терригенного силикатного вещества при активном участии микроорганизмов. При электронно-микроскопическом изучении Al-глауконита обнаружен ряд биоморфных наноструктур, принимающих участие в строении ядер шипов ханцеллорий.

Известно, что в рифее наиболее широко развит Al-глауконит и иллит, а выше, начиная с нижнего кембрия, чаще встречается глауконит [3, 4, 6, 7]¹. В настоящее время описаны разнообразные формы выделения глауконита: глобулы, частичное или полное замещение минеральных зерен, оболочки вокруг терригенных зерен, замещение основного, тонкозернистого матрикса породы, выполнение внутренних полостей разнообразных биогенных структур и др. [6]. Последний тип выделений, непосредственно связанный с органическим веществом, для Al-глауконита в отечественной литературе до сих пор не был известен. Условия образования Al-глауконита (как и глауконита) и механизм заполнения этим минералом разнообразных полостей биогенных и абиогенных структур во многом остаются неясными [9]. Иногда подобная форма выделений слоистых силикатов бывает массовой и тогда, очевидно, представляет очень важный объект для получения дополнительной информации об условиях образования этой группы минералов. С генетической точки зрения особенно интересно было изучить впервые встреченные в кембрии заполнения (ядра) полостей шипов ханцеллорий, сложенные Al-глауконитом. Благоприятным моментом для изучения этих образований явилось нахождение разных морфологических типов Al-глауконита совместно с глобулярным глауконитом.

В предлагаемой статье с разной степенью детальности рассматривается минералогическая характеристика слоистых силикатов, отличающихся по цвету (зеленые, белые), форме выделения (глобулы, ядра шипов ханцеллорий, изометричные скопления) и составу (глауконит, Al-глауконит, полиминераль-

¹В настоящей статье принята терминология, учитывающая рекомендации Международного номенклатурного комитета, и данные, приведенные в работе [8], по которым в глауконите $Fe^{3+}VI > AlVI$, параметр элементарной ячейки $b > 9,06 \text{ \AA}$, степень железистости $n(Fe^{3+}/Fe^{2+} + Al) > 0,5$; в Al-глауконите $AlVI > Fe^{3+}VI$, $b < 9,06 \text{ \AA}$, $n = 0,5-0,25$; в иллите $AlVI > Fe^{3+}VI$, $n < 0,25$.



Фиг. 1. Розетки ханцеллорий (а) и разрез через розетку (б). Реконструкция А.Ю. Журавлева

ные образования), а также анализируется наноструктура аутигенных глауконитовых выделений и их взаимоотношение с карбонатными (органо- и хемотрогенными) и терригенными компонентами породы. Полученные результаты используются для генетических выводов.

Объекты и методы исследований. На западном склоне хр. Туора-Сис, который входит в систему Хараулахских гор Северного Верхоянья, в береговых обрывах р. Хос-Нелегер (правый приток р. Лены в ее низовьях) обнажаются кембрийские отложения, сложенные карбонатными и карбонатно-терригенными породами. В нижней части разреза, соответствующей всему нижнему кембрию и амгинскому ярусу среднего кембрия, выделяются две свиты – тусэрская и сэктенская [5]. Тусэрская свита сложена часто чередующимися пестрыми по окраске (красные, серые, зеленоватые) алевролитами, аргиллитами, известковистыми алевролитами, глинистыми известняками. Вверх по разрезу количество красноцветных пород уменьшается. Мощность свиты 133 м. Заключенные в ней многочисленные органические остатки позволяют относить свиту к томмотскому и атдабанскому ярусам нижнего кембрия. Сэктенская свита представлена серыми и зеленовато-серыми известняками мощностью 105 м. Она также содержит остатки разнообразной фауны и относится к верхней части нижнего и нижней половине среднего кембрия (ботомский – амгинский ярусы). Отдельные горизонты обеих свит включают зерна глауконита, а также глауконитизированные ядра ханцеллорий. Образцы собраны Г.Т. Ушатинской из нижней части тусэрской свиты (обр. 4а) и в 10 м выш по разрезу из верхней части сэктенской свиты (обр. 3д) из ржаво-бурых и серых известняков соответственно.

Остановимся кратко на строении ханцеллорий. В кембрийских отложениях часто встречаются мелкие (1–2 мм, редко до 5 мм) скелетные остатки, которые имеют либо форму изолированных бокаловидных шипов, либо эти шипы собраны в звездчатые розетки по два, три и более фрагментов (фиг. 1, а). Впервые они были описаны Ч. Уолькоттом [13] из среднего кембрия, который назвал их *Chancelloriidae* и отнес к губкам, считая, что это их спикеры. В настоящее время распространена точка зрения, что шипы и розетки являются склеритами, т.е. разрозненными частями скелетов каких-то проблематичных животных, у которых они могли выполнять роль покровных структур [1, 10]. Отдельный шип представляет собой тонкостенное образование с внутренней полостью, открывающейся наружу отверстием (см. фиг. 1, б). Толщина стенки, сложенной кальцитом, составляет около 10 мкм. По мнению С. Бенгтсона и др. [9], первоначаль-

но скелет ханцеллорий, возможно, был сложен арагонитом. При извлечении из породы стенки шипов сохраняются редко, особенно если остатки ханцеллорий извлекаются из карбонатных пород с помощью растворения кислотой. В этих случаях объектом исследований являются ядра, представляющие слепки внутренней поверхности шипов ханцеллорий. Ядра могут состоять из глауконита или тонкого глинистого материала, вероятно, заполнившего внутреннюю полость шипов после смерти животных, а иногда – из фосфата кальция с хорошо различимой сферолитовой структурой. Вероятно, при жизни внутри шипов ханцеллорий находилась органическая ткань [10].

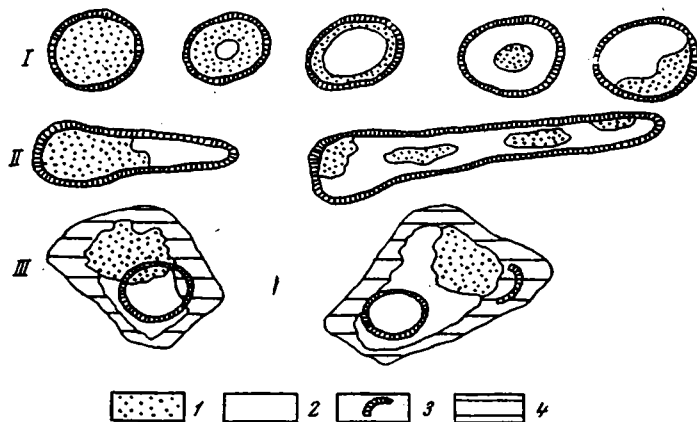
Материал для минералогических исследований отбирали под биноклем после растворения известняков 6–8%-ной уксусной кислотой. В нерастворимом остатке помимо разнообразных выделений глауконита и фосфатных раковин брахиопод содержится большое количество изоморфных пористых выделений силикатного вещества белого (обр. 3д) и ржаво-бурого (обр. 4а) цвета. Ржаво-бурый цвет обусловлен широким развитием пигмента оксида железа. Однако на отдельных участках породы и внутри некоторых раковин силикаты сохранили белый цвет. Следует подчеркнуть, что белое силикатное вещество заполняет также внутренние полости шипов ханцеллорий и другие пустоты в различных биогенных остатках. Особенно хорошо это видно при изучении поверхности природных сколов или спилов образцов, протравленных 2% HCl.

Светло-серые и ржаво-бурые породы сильно трещиноваты, трещинки залечены крупнокристаллическим кальцитом белого цвета. Кальцитовые жилки секут глобулярный глауконит и глауконит, слагающий ядра шипов ханцеллорий, а также разнообразные скопления белого силикатного вещества. Это указывает на то, что карбонатный материал подвергался перекристаллизации уже тогда, когда осадок превратился в твердую породу.

Для детального минералогического изучения были отобраны: 1) зеленые глобулы (обр. 4а), 2) зеленые ядра ханцеллорий (обр. 3д) и 3) пористое белое вещество, слагающее изоморфные выделения в тонкозернистом карбонатном матриксе породы (обр. 3д). Изучение проводили комплексно: оптически, с помощью сканирующей электронной микроскопии, а также химического, дифрактометрического, микрозондовых (Link-860; Camebax) и ИК-спектроскопического методов. Просмотр препаратов в сканирующем электронном микроскопе параллельно с их микрозондовым исследованием (Link-860) проводили в Палеонтологическом институте, а остальные анализы были сделаны в ГИН РАН.

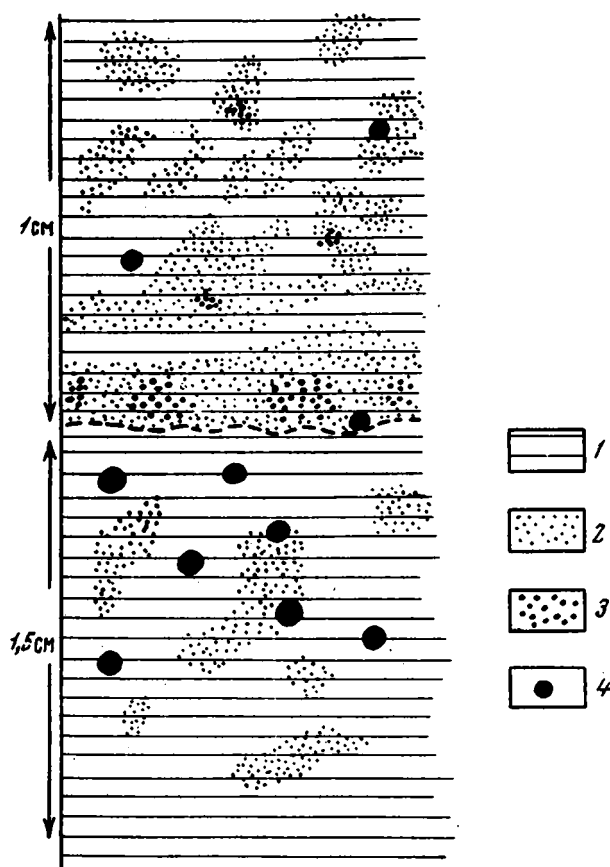
Характер выделений слоистых силикатов. Глобулярные слоистые силикаты характерны для ржаво-бурых известняков (обр. 4а), где им в основном свойственны лапчатые, мозговидные, округлые и почковидные формы. Цвет минерала в центре глобул от светло- до темно-зеленого, а по периферии ржаво-коричневый, погасание – микроагрегатное. Многочисленные трещинки глобул заполнены кристаллами кальцита и(или) оксидами железа. Последние, так же как и кальцит, часто замещают глобулы и с поверхности и внутри. Максимальный размер зерен около 1 мм, но основная масса не превышает 0,5–0,25 мм. Они распределены в породе неравномерно, концентрируясь на участках скопления обломков ракушнякового материала. На срезах штучных породных зон концентрации глобул образуют сложный рисунок изгибающихся и соприкасающихся полос с нечеткими контурами. На отдельных участках породы зоны концентрации глобул секут биотурбационные текстуры.

Ядра шипов ханцеллорий зеленого цвета развиты преимущественно в сером ракушняковом известняке (обр. 3д), где размер их в основном зависит от объема полости шипа ханцеллории и обычно не превышает 1–3 мм. На поверхности ядер после травления нередко выявляются отпечатки граней крупнокристаллического кальцита, а также присутствуют тонкие пленки гидроксидов Fe.



Фиг. 2. Соотношение Al-глауконита и белого силикатного вещества в ядрах шипов ханцеллорий

I, II — соответственно поперечный и продольный разрезы ядра и в матриксе (III) известняков (обр. 3д). 1 — Al-глауконит; 2 — силикатное вещество белого цвета; 3 — карбонатная оболочка шипа; 4 — карбонатный матрикс известняков



Фиг. 3. Распределение белого силикатного вещества в известняках (обр. 3д)

1 — карбонатный матрикс известняков; 2 — белое силикатное вещество; 3, 4 — Al-глауконит соответственно в матриксе и в ядрах шипов ханцеллорий

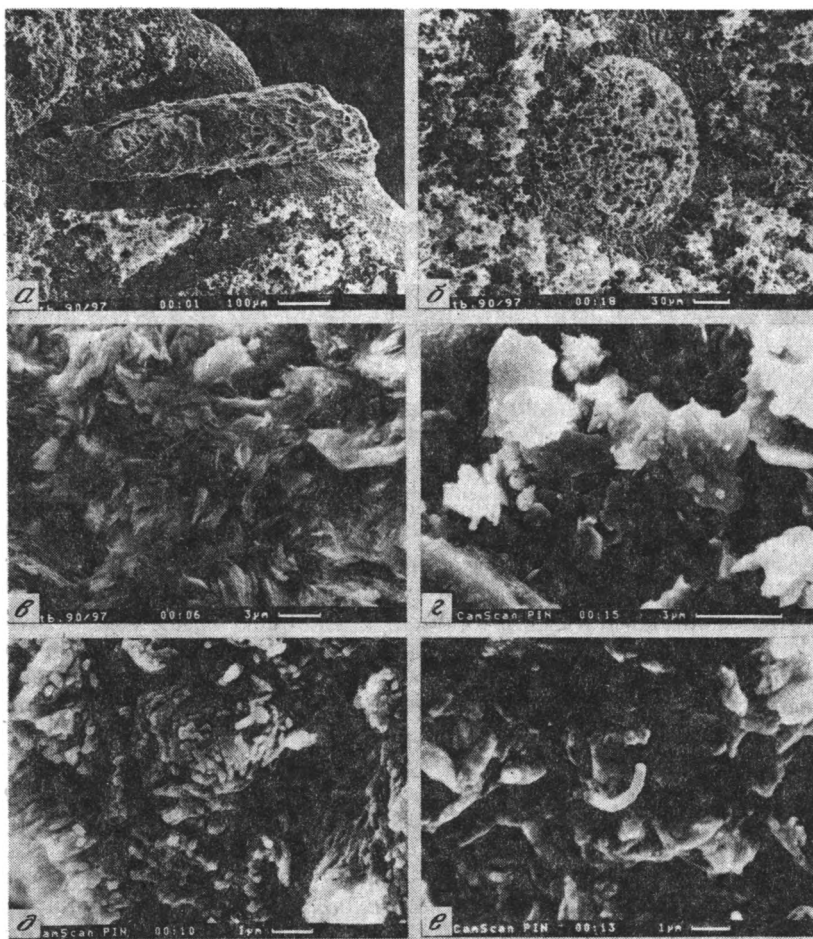
Ядра, сложенные белым силикатным веществом, в изученных породах встречаются значительно чаще. Иногда они включают небольшие, с размытыми контурами пятнышки зеленого цвета, а в редких случаях наблюдается постепенная смена зеленой окраски на белую в пределах одного ядра. Встречено ядро зеленое во внешней части и белое в центральной. На фиг. 2 показаны все наблюдавшиеся варианты соотношения зеленого и белого силикатного вещества в ядрах шипов ханцеллорий. Различные по окраске ядра шипов ханцеллорий размещены в породе хаотично и не образуют заметных скоплений или зон концентрации.

Помимо ядер белое силикатное вещество встречается в виде изоморфных выделений, которые распределяются в тонкозернистом матриксе известняков как хаотично, так и послойно. Иногда они слабо окрашены пятнами в бледный зеленый цвет (фиг. 3, обр. 3д). При этом в зонах наибольшей концентрации силикатное вещество образует слепки, повторяющие рельеф тончайшей скульптуры внутренней или внешней поверхности раковин.

Наноструктуры различных морфологических выделений слоистых силикатов. Исследование с помощью сканирующего электронного микроскопа позволило выявить некоторые особенности наноструктуры слоистых силикатов разных форм и цветов и установить характер взаимоотношения их с карбонатным материалом породы. Отмечен различный характер взаимоотношения зеленых и белых ядер ханцеллорий с вмещающим кальцитовым матриксом. Ядра зеленого цвета при небольших увеличениях имеют четкий ровный контур (фиг. 4, а, б). На границе с матриксом во многих случаях развита кайма шириной до 10 мкм, сложенная гидроксидами железа мелкоглобулярной структуры. Кайма пересекается округлыми каналами (диаметром около 1 мкм), располагающимися перпендикулярно к поверхности ядра. В ядрах, сложенных белым силикатным веществом, пакеты и отдельные пластинки слоистых силикатов внедряются между кристаллами кальцита в зоне, которая уже может быть отнесена к стенке шипа.

Контакт глобул с тонкозернистым кальцитовым матриксом породы четкий. Внутри глобул часто присутствуют крупные идиоморфные кристаллы кальцита. На сколе зеленых глобулярных образований (обр. 4а) хорошо видна типичная для глауконитов наноструктура прихотливо изогнутых тончайших чешуек (или лепестков) с ровными, иногда закругленными краями. По всей площади скола сохраняется сходный тип наноструктуры, состоящий из агрегатов чешуек, собранных в пучки, напоминающие кочаны капусты, веера, петушиные хвосты и т.п. образования (см. фиг. 4, в).

Наноструктура слоистых силикатов, слагающих зеленые и белые ядра шипов ханцеллорий, в целом сходна (обр. 3д). Это разнообразные пластинки и их пакеты, занимающие все пространство между идиоморфными кристаллами кальцита (иногда довольно многочисленными). Характерны округлые, иногда фестончатые очертания контуров пластинок (см. фиг. 4, г). Толщина отдельных пластинок колеблется от 97 до 290 нм. На поверхности крупных пластинок часто можно видеть чешуйчатое строение, напоминающее строение пластинок слюды. Помимо силикатов в строении ядер большую роль играют кристаллы кальцита. Характерно, что внутри ядер шипов и на их поверхности кристаллы кальцита крупнее, чем в окружающем матриксе породы, и в большинстве случаев они идиоморфны. В матриксе породы кристаллы кальцита образуют сложные агрегаты взаимопрорастающих индивидуумов. Нередко в ядрах кристаллы кальцита полностью или большей частью изолированы от соседних кристаллов каймой силикатного вещества. После растворения кальцита на пластинках силикатов можно видеть реплики тончайших скульптурных элементов поверхности кристаллов кальцита.



Фиг. 4. Наноструктуры слоистых силикатов

а – ядро шипа ханцеллории, сложенное белым (в центре) и зеленым (по периферии) силикатным веществом (Al-глаукоцитом); **б** – поперечный срез ядра, сложенного Al-глаукоцитом (в карбонатном матриксе породы изоморфные выделения белого силикатного вещества); **в** – наноструктура глобулярного глаукоцита (обр. 4а); **г** – наноструктура Al-глаукоцита в ядре шипа ханцеллории; **д, е** – биоморфные структуры в ядре шипа, сложенного Al-глаукоцитом (**д** – слипшиеся мелкоглобулярные образования, **е** – червеобразные структуры)

При изучении зеленого силикатного вещества в ядрах шипов ханцеллорий обнаружены участки, сложенные плотным криптомикрозернистым материалом с характерными биоморфными наноструктурами (см. фиг. 4, **д, е**). Пластинчатая структура силикатного вещества на этих участках проявляется не очень четко. Пластинки и их пакеты имеют мягкие, закругленные очертания. Контакт с идиоморфными кристаллами кальцита четкий. Среди обнаруженных биоморфных структур можно выделить следующие морфологические типы: 1) шарики, изолированные или соединенные в вытянутую структуру с пережимами; 2) вытянутые тела, круглые в поперечном сечении, разветвляющиеся, с закругленными утоняющимися окончаниями; 3) червеобразные, тоже круглые в поперечном сечении, изгибающиеся тела, иногда с отчетливо проявляющимся секционным строением. Последний тип встречается чаще и слагает большие участки

криптомикрозернистого материала в ядрах шипов. Размер биоморфноподобных структур варьирует в широких пределах. Средний размер округлых тел составляет 63 нм, но есть и более крупные округлые и коконообразные формы, достигающие по длинной оси 1 мкм и более. Длина вытянутых тел достигает 2 мкм при максимальной толщине 300 нм.

В белом силикатном веществе биоморфноподобные структуры встречаются очень редко и представлены шарообразными телами с ровной поверхностью. Размер их колеблется от 1 до 4 мкм. Иногда они покрыты с поверхности мелкими пластинками силикатного вещества. Зафиксировано замещение силикатным веществом крупного вытянутого органогенного обломка (размер обломка, наблюдавший на сколе, превышает 30 мкм). При большом увеличении видно, что пластинки силикатного вещества одинаково ориентированы по всему обломку, плотно прилегают друг к другу и имеют менее четкие контуры, чем в окружающем карбонатном матриксе.

Дифракционные данные. Рентгеновские и электронографические исследования глобул (обр. 4а) и зеленых ядер шипов ханцеллорий (обр. 3д) показали следующее. На дифрактограммах ориентированных препаратов зерен фиксируются отражения слюдистого минерала, практически не содержащего разбухающие слои (< 10%). В виде следов в обр. 3д отмечается хлорит и кварц. На дифрактограммах разориентированного препарата зерен в области d (060) наблюдается рефлекс с d 1,508 Å, характерный для Al-глауконита (b 9,048 Å). Для обр. 4а в этой области фиксируется рефлекс с d 1,514 Å, что соответствует собственно глауконитовому минералу (b 9,08 Å). Рентгеновский анализ белого вещества, слагающего изоморфные скопления и ядра шипов ханцеллорий, выявил его полиминеральный состав. В нем наряду со слоистыми силикатами, представленными слюдой и хлоритом, в значительном количестве присутствует кварц, а в виде второстепенной примеси – полевые шпаты. Слюдистый минерал, судя по параметру b (9,036 Å), относится к Al-глаукониту (Fe-иллиту) или иллиту, а хлорит (b = 9,25 Å) – к Fe, Mg-разности.

Химический состав. Полный силикатный микроанализ проводился для зеленых зерен в обр. 4а и 3д (табл. 1). Первый образец, как отмечалось, представлен преимущественно глобулярными разновидностями с незначительной примесью ядер ханцеллорий; во втором образце наблюдается обратная картина – в нем развиты главным образом ядра, а глобули встречаются редко. При просмотре как тех, так и других зерен в сканирующем электронном микроскопе параллельно изучали (микрозонд Link-860) качественное распределение петрогенных элементов в отдельных точках и по площади (фиг. 5, а–е). Рентгеноспектральный анализ (микрозонд Camebax)² проводился для 9–12 зерен в каждом образце. Качественные микрозондовые исследования осуществлялись также для: 1) изоморфных выделений белого и зеленого цвета, расположенных среди карбонатного матрикса (см. фиг. 5, г, д), 2) белого ядра ханцеллории (см. фиг. 5, е) и 3) ядра ханцеллории, сложенного во внешней части зеленым, а во внутренней белым силикатным веществом (см. фиг. 4, а, 5, ж, з).

Кристаллохимические формулы образцов (табл. 2) рассчитывали по данным полных силикатных анализов на основе предположения о постоянном составе анионного каркаса $[O_{10}(OH)_2]^{2-}$. Как видно из приведенной таблицы, изученные образцы различаются в основном соотношением Fe^{3+} и Al в октаэдрических сетках 2 : 1 слоев минералов: в образце 3д преобладающую роль играет Al, а в обр. 4а содержание Fe^{3+} несколько превышает Al. Степень железистости образцов n соответственно равна 0,30 и 0,52. Согласно работе [8], по степени железис-

²Рентгеноспектральный анализ на микроанализаторе Camebax проведен Г.В. Карповой (ГИН РАН).

Химический состав изученных образцов, %

Таблица 1

Номер образца	Размер зерна, мм	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Сумма
3д	0,4—0,1	50,80	0,05	16,23	7,95	3,85	—	4,84	0,23	7,64	6,49	1,70	99,78
4а	0,63—0,315	50,73	нет	13,54	14,80	1,90	—	3,49	0,15	8,59	4,59	1,71	99,50

Примечание. Учтены примеси, %: обр. 4а — Са₃(РО₄)₂ 0,70; СаСО₃ 2,01; MgCO₃ 0,46; обр. 3д — Са₃(РО₄)₂ 0,26; СаСО₃ 1,68.

Кристаллохимические формулы минералов, ф.е

Таблица 2

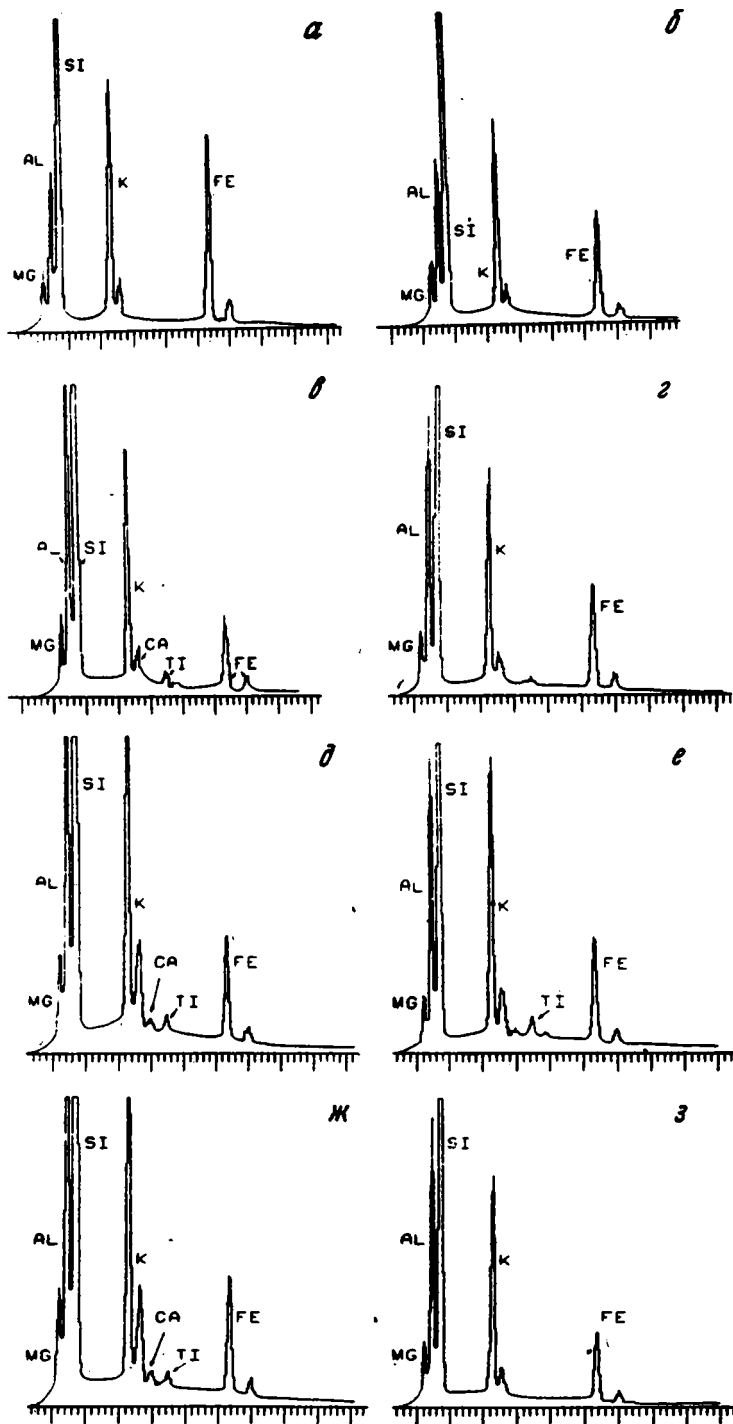
Номер образца	Размер зерна, мм	Катионы								Степень железис- тости, л	Заряды		
		Тетраэдрические		Октаэдрические			Межслоевые				тетраэдри- ческие	октаэдри- ческие	межслое- вые
		Si	Al	Fe ³⁺	Al	Fe ²⁺	Mg	K	Na				
3д	0,4—0,1	3,62	0,38	0,42	0,98	0,23	0,52	0,69	0,03	0,30	15,62	5,68	0,72
4а	0,63—0,315	3,60	0,40	0,79	0,74	0,11	0,39	0,70	0,02	0,52	15,62	5,59	0,72

Результаты микрозондового исследования образцов, %

Таблица 3

Номер образца	Форма выделений	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
3д	Ядра шипов ханцеллорий	52,51	0,12	14,91	10,36	7,13	0,16	0,03	8,86
		51,35—54,18	0,07—0,2	13,77—16,72	8,94—12,01	6,20—7,80	0,1—0,25	0,006—0,06	8,75—9,01
4а	Глобули	50,36	0,03	9,56	19,57	4,59	0,13	0,02	9,29
		48,96—51,39	0,015—0,075	7,66—11,70	16,95—21,35	4,42—4,76	0,01—0,25	0,002—0,06	9,17—9,49

Примечание. В числителе приведены средние значения оксидов для 12 (обр. 4а) и 9 (обр. 3д) точек, в знаменателе пределы колебаний.



Фиг. 5. Соотношение петрогенных элементов в слоистых силикатах

а, б — глобулы (а — обр. 4а, б — обр. 3д); в-г — слоистые силикаты разного цвета (в — ядро шипа ханцеллории, сложенное целиком Al-глауконитом, г — изоморфное выделение Al-глауконита в матриксе известняка); д — белое изоморфное вещество в матриксе известняка; е — ядро, сложенное целиком белым силикатным веществом; ж, з — сложно-построенное ядро шипа (ж — внутренняя зона белого цвета, з — внешняя зона зеленого цвета (см. фиг. 2 и 4а)

тости изученные минералы относятся к глаукониту (обр. 4а) и его Al-разновидности (обр. 3д). Величина октаэдрического заряда в образцах равна соответственно 0,41 и 0,32; в первом образце он близок тетраэдрическому, а во втором — несколько ниже. Суммарный заряд 2 : 1 слоев достаточно высокий (0,72) и компенсируется межслоевыми катионами K (0,70; 0,69), наряду с которыми в подчиненном количестве присутствуют катионы Na и, возможно, Mg (обр. 3д).

Данные микрозондового анализа (Camebax) в целом подтвердили соотношения катионов в структуре изученных минералов (табл. 3), но по сравнению с результатами полного силикатного анализа они дают заниженные количества Al_2O_3 и завышенные — MgO , SiO_2 и K_2O ; тогда как содержание общего Fe может быть как завышенным, так и заниженным.

Сравнивая результаты качественного анализа, полученные на микрозонде (Link-860) для глауконитовых глобул (обр. 4а), ядер шипов ханцеллорий Al-глауконитового состава (обр. 3д), изоморфных выделений зеленого и белого цвета (обр. 3д), можно все изученные объекты условно разделить на три группы по относительному содержанию общего Fe и Al (см. фиг. 5). К первой группе относятся глауконитовые глобулы, присутствующие в обоих образцах (см. фиг. 5, а, б). Для них характерно содержание Fe, равное или заметно большее, чем Al. Во вторую группу попадают зеленые слоистые силикаты, слагающие ядра шипов ханцеллорий, а также образующие изоморфные выделения зеленого цвета в карбонатной матриксе (см. фиг. 5, в, г, з). Слоистые силикаты этой группы по соотношению катионов Fe и Al близки к Al-глаукониту. Что касается белого силикатного вещества, которое следует отнести к третьей группе независимо от того, слагает оно ядро шипа или распространено в карбонатной породе в виде изоморфных выделений, то в нем всегда видно значительное преобладание Al над Fe (см. фиг. 5, д — ж). Кроме того, в нем по сравнению с двумя предыдущими группами на уровне чувствительности прибора постоянно отмечается присутствие титана. В связи с этим важно обратить внимание на содержание этого элемента в изученных объектах. В глауконитовых минералах по данным полного силикатного анализа (см. табл. 1) TiO_2 либо не фиксируется совсем (обр. 4а), либо его содержание ничтожно мало (обр. 3д). При уточнении этих данных тем же методом, но из более крупной навески содержание TiO_2 в этих образцах увеличилось до 0,11 и 0,21% соответственно. Таким образом, в ядрах шипов содержание TiO_2 оказалось выше, чем в глобулах, что отмечается также и по результатам микрозондового исследования (см. табл. 2). В тех же образцах, но уже не в глауконитовых образованиях, а в силикатном веществе ржаво-бурого (обр. 4а) и белого (обр. 3д) цвета содержание TiO_2 еще выше (0,22 и 0,83% соответственно).

ИК-спектроскопическое исследование зеленых зерен (обр. 3д, 4а), а также белого силикатного вещества (обр. 3д) проводилось в области валентных колебаний ОН-групп. Полученные данные достаточно четко отражают соотношение Al и Fe в структуре минералов, подтверждая данные химических исследований. Так, для высоко Al-объектов обр. 3д (зеленых ядер ханцеллорий и белого вещества) фиксируется одна сильная полоса с максимумом около $3600-3580\text{ см}^{-1}$ ($AlFe^{3+}$, $AlMg$), в то время как для более железистых глобул обр. 4а наблюдается широкий спектр с двумя слабыми максимумами в области $3515-3540\text{ см}^{-1}$, относящимися к различным комбинациям катионных пар ($Fe^{2+}Fe^{3+}$, $Fe^{3+}Fe^{3+}$).

Обсуждение аналитических данных. В исследованной коллекции глобулярные слоистые силикаты представлены Fe-диоктаэдрической слюдой — глауконитом, в котором содержание Fe_{IV}^{3+} 0,79; Al_{VI} 0,74 ф.е., степень железистости n 0,52, параметр b 9,08 Å. Ядра шипов ханцеллорий зеленого цвета состоят из Al-глауконита (Al_{VI} 0,98, Fe_{IV}^{3+} 0,42 ф.е.; n 0,30; b 9,048 Å). В виде примесей присут-

ствуют хлорит и кварц. Слюда имеет сходный состав также в изоморфных выделениях зеленого цвета, а в белом силикатном веществе (в ядрах шипов и в матриксе породы) ее состав становится еще более алюминиевым и минерал, видимо, можно отнести к иллиту ($Al_{VI} \gg Fe^{2+}_{VI}; b \ 9,036 \text{ \AA}$), наряду с которым здесь же присутствуют хлорит, кварц и полевые шпаты.

На основании полученных данных могут быть сделаны определенные выводы о формировании Al-глауконита в диагенезе в результате преобразования терригенного силикатного вещества. В рассматриваемых породах были обнаружены и исследованы три морфологических типа выделений слоистых силикатов разного состава. Все они отобраны из известняков, в которых терригенная компонента присутствует в виде тонкодисперсного материала полиминерального состава (слюда, хлорит, кварц, полевые шпаты). В отложениях тюсерской свиты, включающей помимо известняков разнообразные алевролиты и аргиллиты, доминирующий морфологический тип этих образований составляют глауконитовые глобулы (первый тип). Al-глауконитовые ядра шипов ханцеллорий здесь встречаются редко. В отложениях сэктенской свиты, сложенной целиком известняками, напротив, преобладают ядра шипов ханцеллорий, сложенные Al-глауконитом (второй тип), а Al-глауконитовые глобулы встречаются очень редко. Кроме того, в известняках этой свиты отмечено пятнистое замещение белого терригенного силикатного вещества зеленым – это третий морфологический тип выделений Al-глауконита. Принципиальной генетической разницы между вторым и третьим морфологическими типами выделений Al-глауконита нет. В том и другом случае он развивался по тонкодисперсному терригенному материалу. Это подтверждается тем, что значительная часть ядер шипов ханцеллорий сложена только белым силикатным веществом, имеющим полиминеральный состав и включающим помимо тонкодисперсных еще и мелкоалевритовые частицы, среди которых под сканирующим микроскопом были видны изометрические, остроугольные зерна кварца. Кроме того, зафиксированы многочисленные ядра шипов ханцеллорий, в которых белое силикатное вещество только частично, пятнами, замещено Al-глауконитом. Первоначальное заполнение пустот шипов ханцеллорий пелитоморфным терригенным материалом и последующее его замещение Al-глауконитом однозначно доказывается примером обнаруженной концентрической зональности замещения, когда внешняя часть ядра сложена Al-глауконитом, а внутренняя – полиминеральным силикатным веществом белого цвета (см. фиг. 4, з, 5, ж, з).

Однако неясен характер взаимоотношения многочисленных выделений глобулярного глауконита и редких Al-глауконитовых ядер шипов ханцеллорий в известняках тюсерской свиты (обр. 4а). Контакт тонкодисперсного терригенного вещества в матриксе этих известняков и глобулярного глауконита всегда четкий и резкий, не позволяющий однозначно допускать процесс замещения первого вторым. Вместе с тем надо отметить, что глобулярные выделения, обнаруженные в сэктенской свите по соотношению в них Al и Fe, занимают промежуточное положение между Al-глауконитом ядер шипов ханцеллорий и глобулярными выделениям глауконита из известняков тюсерской свиты. Учитывая большую роль иллита в составе терригенного вещества известняков, можно предположить, что при образовании Al-глауконита ядер шипов ханцеллорий и залегающих совместно с ними глобулярных выделений слоистых силикатов (обр. 3д) важную роль играл химический состав исходного материала. Напротив, при образовании глобулярных глауконитов (обр. 4а) влияние терригенной компоненты известняков было незначительным. Напомним, что известняки тюсерской свиты содержат большое количество оксидов железа, не связанных в решетке терригенных минералов. Возможно, что наличие в иловых растворах большого количества растворенного железа явилось основной причиной преобладания в отложениях этой свиты более железистых глауконитовых образований.

Данные химических анализов свидетельствуют о том, что преобразование терригенного материала, его замещение Al-глауконитом обусловлено возникновением на микроучастках весьма специфических условий, благоприятных для миграции ряда элементов, в том числе и такого малоподвижного элемента, как титан. На участках глауконитизированных ядер содержание TiO_2 по сравнению с терригенным силикатным веществом заметно понижено. Почему такие условия возникали и особенно часто в полостях шипов ханцеллорий? Одной из возможных причин этого могла быть интенсивная микробиальная деятельность, стимулирующая локально, на микроуровне возникновения условий, необходимых для образования Al-глауконита. Выше отмечалось, что при жизни полости шипов ханцеллорий были заполнены органической тканью, которая после гибели животных, вероятно, служила благоприятным субстратом для развития микроорганизмов.

Первичная гелевая природа глауконита в настоящее время не вызывает сомнений [3]. Силикатный гель, формировавшийся при разложении полиминерального пелитоморфного терригенного вещества в зоне каталитического воздействия микроорганизмов, легко мог зафиксировать (фоссилизировать) одиночные бактерии и их колонии. Однако при раскристаллизации коллоида биогенная структура вряд ли могла сохраниться. Действительно, при изучении наноструктур ядер шипов в большинстве просмотренных объектов отчетливо видно кристаллическое строение Al-глауконита и только на участках криптокристаллического строения удалось обнаружить биоморфноподобные структуры нескольких типов [11]. Об участии микроорганизмов в преобразовании терригенного силикатного вещества может свидетельствовать также наблюдающееся замещение Al-глауконитом крупных органических остатков.

Мысль об участии микроорганизмов в формировании глауконита высказывалась В.И. Вернадским [2] около 60 лет назад. Однако прямых свидетельств наличия остатков бактерий в глауконитах до сих пор обнаружено не было. Наноструктуры в глауконите, сходные морфологически и по размеру с отмеченными нами, приводятся в работе [12], но называются там просто вермикулитовыми частичками без уточнения генезиса. Тесная парагенетическая связь биоморфных структур с разнообразными биогенными остатками с нашей точки зрения является достаточно убедительным аргументом в данном случае активного участия микроорганизмов в образовании Al-глауконита.

*
*
*

В заключение необходимо подчеркнуть следующее.

1. В отложениях тусэрской и сэктенской свит нижнего-среднего кембрия Северного Верхоянья обнаружены три морфологических типа выделений слоистых силикатов глауконит-иллитового состава: глобулы, ядра шипов ханцеллорий и изоморфные выделения в карбонатном матриксе известняков. Глауконит в основном слагает глобулы, Al-глауконит – ядра шипов ханцеллорий и изоморфные выделения зеленого цвета, иллит – два последних морфологических типа, но белого цвета. Интересно отметить, что это лишь вторая находка Al-глауконита в кембрийских отложениях. Ранее минерал такого состава был обнаружен лишь в отложениях среднего кембрия Южной Швеции, где он также выполняет биогенные и абиогенные полости в песчаниках и алевролитах [9].

2. Все три морфологических типа выделений слоистых силикатов глауконит-иллитового состава образовались в зоне диагенеза, причем Al-глауконит – в ядрах шипов ханцеллорий и изоморфных выделениях в результате преобразования терригенного силикатного вещества.

3. Находки биоморфных наноструктур несколько типов в Al-глауконитовых ядрах шипов ханцеллорий, сделанные впервые, указывают на участие живой материи в образовании минералов глауконит-иллитового состава, на их биогенное происхождение.

Список литературы

1. Васильева Н.И., Саюгина Т.А. Морфологическое разнообразие склеритов ханцеллорий // Кембрий Сибири и Средней Азии. М.: Наука, 1988. С. 190–193.
2. Вернадский В.И. Живое вещество и карлиновые алюмосиликаты // Очерки геохимии. М.: Наука, 1983. С. 161–167.
3. Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: слюды, хлориты // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 465. 1991. 174 с.
4. Иванова Т.А., Ципурский С.И., Яковлева О.В. Минералогия глобулярных слоистых силикатов рифа и венда Сибири и Урала // Литология и полез. ископаемые. 1989. № 3. С. 83–99.
5. Лазаренко Н.П., Никуфоров Н.И. Средний и верхний кембрий севера Сибирской платформы и прилегающих складчатых областей // Стратиграфия, палеогеография и полезные ископаемые Сов. Арктики. Л.: НИИГА, 1972. С. 4–9.
6. Лисицина Н.А., Градусов Б.П., Чижикова Н.П. Глауконит как диагенетическое образование редукционной зоны океанических осадков // Литология и полез. ископаемые. 1974. № 6. С. 3–19.
7. Николаева Н.В. Минералы группы глауконита в осадочных формациях. Новосибирск: Наука, 1977. 321 с.
8. Ципурский С.И., Иванова Т.А. Кристаллохимия глобулярных слоистых силикатов // Литология и полез. ископаемые. 1988. № 1. С. 41–49.
9. Berg-Madsen V. High-Alumina Glaucony from the Middle Cambrian of Oland and Bornholm, Southern Baltoscandia // J. Sediment. Petrol. 1983. V. 53. №3. P. 0875–0895.
10. Bengtson S., Conway M.S., Cooper B.J. Early Cambrian fossils from South Australia // Assoc. Australian Paleontol. Mem. 9. Brisbane. 1990. 364 p.
11. Monty C.L.V., Westall F., and van der Gaast S. Diagenesis of siliceous particles in subantarctic sediments, Hole 699A: Possible microbial mediation // Proc. Ocean Drilling Program. V. 114. Sci. Results, Subantarctic South Atlantic, 1991. P. 685–710.
12. Odín G.S. Application de la microscopie électronique par réflexion à l'étude des minéraux: exemple des minéraux des glauconies. // Travaux du Labor de micropaleont. 1974. N 3. P. 297–313.
13. Walcott C.D. Middle Cambrian Sponglial. Smithson. misc. Collns 67, 1920. P. 261–364.

Геологический институт РАН,
Москва

Поступила в редакцию
4.VI. 1993

УДК 550.4 : 553.9(517)

© 1994 Сафронов В. Т.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ УГЛЕРОДСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД УЛЬДЗИТ-ГОЛЬСКОГО КОМПЛЕКСА ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНГОЛИИ

Приведены результаты исследования углеродсодержащих пород ульдзит-гольского комплекса нижнего — среднего рифея Центральной Монголии. По химическому составу исследованные породы образуют полный седиментогенный ряд: песчаники — глины — карбонаты, причем наибольшие содержания C_{org} характерны для существенно глинистых пород. На основе полученных данных восстанавливается состав пород области сноса, минеральный состав исходных отложений и солевой режим палеобассейна седиментации.

Изучение литогенеза ранних этапов геологической истории Земли имеет большое научное и практическое значение. С этих позиций особое положение среди осадочно-метаморфических отложений докембрия занимают углеродсодержащие породы, пачки, формации, которые накапливались в течение всего докембрия и с которыми связаны многие полезные ископаемые (золото, уран, свинец, цинк, графит, шунгит и т. д.). Кроме того, необходимость изучения углеродсодержащих отложений обуславливается и прямой связью этих пород с проблемой формирования первых горючих ископаемых Земли и проблемой эволюции органического вещества в геологической истории Земли. Таким образом, разностороннее исследование докембрийских углеродсодержащих отложений, условий их формирования — одна из важных задач в изучении геологии докембрия.

Одним из регионов, где развиты докембрийские углеродсодержащие породы («черные сланцы»), является Монголия. Здесь в составе докембрия выделяются дорифейские (архейские и нижнепротерозойские), рифейские и вендские отложения, причем они наиболее широко развиты в северных и центральных частях Монголии. Можно отметить, что углеродсодержащие породы выделяются во всех возрастных подразделениях докембрия, начиная с AR_2 — PR_1 [1, 4, 7, 12 и др.].

Районом широкого развития углеродсодержащих отложений на территории Центральной Монголии является западная часть Баян-Хонгорской структурной зоны каледонид (так называемый Байдарикский блок докембрия), где докембрийские образования подразделяются на три возрастных комплекса: байдарагинский (AR_2) с абсолютным возрастом 2650 ± 30 млн лет, определенным U — Pb-методом по цирконам тоналитовых гнейсов; бумбугерский (PR_1) с абсолютным возрастом 1900—2000 млн лет, определенным по цирконам гранитоидов, и ульдзит-гольский (R_{1-2}), определенный по фауне [6, 10 и др.]. Наиболее древние углеродсодержащие породы встречены в составе II толщи бумбугерского комплекса, где они представлены гранат-биотитовыми, кианит-ставролит-гранатовыми сланцами, часто содержащими в своем составе заметные количества углеродистого вещества [6, 16]. По последним данным [8], такой комплекс пород (по К. Б. Кепежинскому аналог высокоглиноземистой серии кейв Балтийского щита) прослеживается в виде разобщенных выходов на большие расстояния в Центральной и Западной Монголии.

В данной статье рассматриваются углеродсодержащие породы следующего возрастного уровня — ниже- и среднерифейского (ульдзит-гольский комплекс),

причем на этом уровне углеродсодержащие породы развиты шире, чем в ниже-лежащем бумбургерском комплексе нижнего протерозоя.

В статье представлены оригинальные данные, полученные по образцам углеродсодержащих пород, отобранных при полевых работах в Центральной Монголии. Аналитические определения (содержания петрогенных оксидов, малых и редких элементов в образцах и монофракциях пирита) проводились в химической лаборатории ГИН РАН, количественные спектральные анализы монофракций углеродистого вещества — в ИГН АН Украины.

УЛЬДЗИТ-ГОЛЬСКИЙ КОМПЛЕКС (R_{1-2}) ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНГОЛИИ

В составе ульдзит-гольского комплекса углеродистое вещество $C_{орг}$ присутствует в породах полного седиментогенного ряда (идеализированный фациальный профиль): обломочные — глинистые — карбонатные породы, причем серый — темно-серый цвет пород часто объясняется пигментирующим влиянием углеродистого вещества биогенного генезиса. О биогенном происхождении $C_{орг}$ свидетельствуют находки строматолитов (*Sonophyton gargaricus* Kor.), онколитов, фрагментов органических пленок, нитчатых водорослей [2, 10], т. е. в данном комплексе не наблюдается «отрыва» $C_{орг}$ от следов его «производителей» (простейших организмов), как это отмечается в громадном большинстве случаев в породах докембрия.

В основании данного комплекса залегает 4-метровый базальный слой гравелитов и грубозернистых песчаников, на которые согласно ложатся доломиты светло-серого — серого цвета (CaO — 25,92—31,60%; MgO — 17,56—21,55%; CO_2 — 38,65—45,60 по 6 обр.). Среди доломитов лежит 25—30-метровый слой сливных кварцитов (SiO_2 ~ 98%). Выше по разрезу залегают метапелитовые, карбонат-кварцевые сланцы (SiO_2 — 49,97—66,64%). Характерной чертой этих сланцев являются пониженные содержания MnO (сл. = 0,18%) и $S_{ал}$ (<0,04%) и обычно превышение K_2O над Na_2O . Эти сланцы в свою очередь перекрываются толщей (20—35 м) битуминозных известняков, имеющих все оттенки серого цвета. Довольно часто известняки представлены чистыми разностями (CaO — 44,83—55,09%; MgO — 0,43—7,38%; CO_2 — 41,9—43,30%), но наблюдаются и песчаные (SiO_2 — 16,58—34,03%).

Исследования карбонатных пород комплекса показали, что они «обеднены» Sr , Ni , V , Pb , Y , B и рядом других микроэлементов относительно кларков карбонатных отложений фанерозоя. Определенный интерес в исследованных отложениях представляют концентрации Sr , элемента, характерного для карбонатов, в которых он геохимически связан с Ca . И в изученных карбонатных породах рифея наибольшие содержания Sr (до 3000—3600 г/т, в среднем по 10 образцам — 1929 г/т) приурочены именно к известнякам, а доломиты «обеднены» этим элементом (Sr 60—130 г/т). Такая же зависимость характерна и для Ba (в известняках 30—90 г/т, в доломитах <30 г/т). Формирование карбонатных отложений R_{1-2} , по-видимому, происходило в мелководном палеобассейне, о чем свидетельствуют небольшая мощность пачек (доломитов и известняков) этих пород, наличие песчаных и гравелитовых разностей при почти полном отсутствии глинистых. При этом начало процесса осадконакопления происходило, вероятно, в более мелководных условиях, так как доломитовые отложения по данным, приведенным в работе [5], тяготеют к прибрежным зонам палеобассейнов, да и строматолитовые биогермы характерны именно для мелководных (сублитеральных) обстановок. Возможно, что вода палеобассейна имела несколько повышенную соленость, на это указывают высокие содержания Sr в известняках, высокие значения Sr/Ba , присутствие в разрезе доломитов.

На известняках лежит углеродсодержащая толща пород (2,5—3,0 км), которую по данным, приведенным в работе [10], можно отнести к «черносланцевой формации». Породы этой толщи в большинстве случаев имеют серый, темно-серый цвет из-за заметного присутствия в них углеродистого вещества. Сланцы состоят

Средние содержания (в знаменателе) и интервалы колебаний (в числителе) химического состава углеродсодержащих пород ульдзит-гольского комплекса, мас. %

Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
Глиноземистые сланцы (16)	$\frac{50,43-60,82}{57,35}$	$\frac{0,95-1,51}{1,18}$	$\frac{18,64-24,63}{21,02}$	$\frac{0,99-7,96}{4,13}$	$\frac{0,88-4,97}{2,90}$	$\frac{0,00-0,08}{0,026}$
Кварц-слюдистые сланцы (13)	$\frac{53,66-68,78}{64,51}$	$\frac{0,64-1,84}{1,17}$	$\frac{11,73-17,77}{16,04}$	$\frac{1,47-21,25}{4,80}$	$\frac{0,27-3,74}{2,55}$	$\frac{0,00-0,33}{0,076}$
Кварциты (7)	$\frac{71,51-91,84}{81,93}$	$\frac{0,30-0,92}{0,52}$	$\frac{00,00-12,65}{6,04}$	$\frac{1,23-7,00}{3,50}$	$\frac{0,24-5,27}{1,35}$	$\frac{\text{Сл.}-0,07}{0,013}$
Карбонатсодержащие сланцы (CO ₂ в среднем 10,2%) (3)	$\frac{38,92-66,51}{52,02}$	$\frac{0,37-0,81}{0,61}$	$\frac{2,92-14,22}{8,96}$	$\frac{2,08-4,72}{3,00}$	$\frac{1,93-3,27}{2,43}$	$\frac{0,09-0,13}{0,110}$

Порода	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	S _{вал}	C	P ₂ O ₅
Глиноземистые сланцы (16)	$\frac{0,55-3,18}{1,14}$	$\frac{0,28-2,59}{1,72}$	$\frac{0,45-2,37}{1,32}$	$\frac{2,27-4,77}{3,36}$	$\frac{0,01-0,70}{0,048}$	$\frac{0,19-3,50}{1,20(15)}$	$\frac{0,00-0,21}{0,056}$
Кварц-слюдистые сланцы (13)	$\frac{0,48-4,31}{1,61}$	$\frac{0,21-2,07}{1,14}$	$\frac{0,34-3,36}{1,13}$	$\frac{0,23-5,07}{3,00}$	$\frac{0,00-0,96}{0,1446}$	$\frac{0,00-0,87}{0,4346}$	$\frac{0,00-0,39}{0,1187}$
Кварциты (7)	$\frac{0,46-2,26}{1,25}$	$\frac{0,00-3,83}{1,10}$	$\frac{0,11-0,68}{0,28}$	$\frac{0,31-2,44}{1,11}$	$\frac{0,00-0,02}{0,004}$	$\frac{0,42-1,02}{0,69}$	$\frac{0,00-0,19}{0,077}$
Карбонатсодержащие сланцы (CO ₂ в среднем 10,2%) (3)	$\frac{5,74-26,90}{16,02}$	$\frac{1,06-1,76}{1,40}$	$\frac{0,22-0,68}{0,49}$	$\frac{0,31-2,44}{1,51}$	—	$\frac{0,54-0,85}{0,74}$	$\frac{0,01-0,16}{0,08}$

Примечание. В скобках приведено число образцов. Анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории ГИН РАН (аналитики Е. В. Черкасова, М. Н. Руденко).

главным образом из серицита, хлорита, карбоната с заметной примесью тонкодисперсного углеродистого вещества. Довольно часто в сланцах наблюдается пирит. Среди этой толщи филлитовых сланцев встречаются небольшие прослои (1—3 м мощности) кварцитов, карбонатсодержащих сланцев. Региональный метаморфизм пород соответствует зеленосланцевой фации. Породы толщи по химическому составу, главным образом по содержанию SiO₂ и Al₂O₃, можно разбить на четыре группы: глиноземистые сланцы, кварц-слюдистые сланцы, карбонатсодержащие сланцы и кварциты (табл. 1). Следует отметить, что наибольшие содержания C_{орг} приурочены к глиноземистым сланцам, что характерно и для глинистых сланцев фанерозоя, но и кварциты и карбонатсодержащие сланцы содержат также заметные количества углеродистого вещества (см. табл. 1).

Средний нормативно-минеральный состав пород ульдзит-гольского комплекса

Компоненты исходных пород		Глиноземистые сланцы (16)	Кварцслюдистые сланцы (13)	Кварциты (7)	Карбонатсодержащие сланцы (3)
минеральные группы	минералы	1	2	3	4
Обломочная	Кварц	19,42	37,95	72,86	38,39
	Плагиоклаз	6,77	9,25	1,78	3,96
	Ортоклаз	0,98	2,14	1,03	—
	Сумма	27,17	49,34	75,67	42,35
Глинистая	Каолинит	6,86	6,50	1,85	1,81
	Гидрослюда	28,02	22,69	7,64	12,14
	Монтмориллонит	24,78	7,05	2,94	2,18
	Хлорит	1,63	2,02	4,71	6,94
	Серпентин	—	0,12	0,19	—
	Сумма	61,29	38,38	17,33	23,07
Окислы	Гётит	3,61	2,07	2,16	—
	Пирролизит	—	0,05	—	—
	Сумма	3,61	2,12	2,16	—
Карбонатная	Доломит	0,07	0,43	0,51	1,50
	Кальцит	—	—	0,47	24,50
	Сидерит	1,24	2,65	—	—
	Анкерит	3,91	4,83	2,47	6,98
	Родохрозит	—	—	—	0,12
	Сумма	5,22	7,91	3,45	33,10
Минералы Ti, P и др.		2,77	2,34	1,39	1,48

Примечание. Вероятные типы исходных отложений: 1 — песчаные глины (существенно кварц-монтмориллонит-гидрослюдистые глины); 2 — карбонат-глинистые (гидрослюдистые) существенно кварцевые песчаники; 3 — глинистые кварциты; 4 — глинисто-карбонатный песчаник (глинисто-кальцито-кварцевый песчаник).

В скобках — число образцов.

Попробуем восстановить количество $C_{орг}$ (ОВ), которое присутствовало в исходных отложениях. Так, по данным ряда исследователей (Н. М. Страхова, В. Н. Холодова, О. В. Бордовского), при диагенезе расходуется от 23 до 43% седиментогенного ОВ. Для наших расчетов возьмем среднее значение потерь ОВ при диагенезе — 35 и 70% ОВ от сохранившегося в ходе диагенеза расходуется в процессе катагенеза. Приняв эти цифры потерь (35 и 70%) и взяв переводной коэффициент — 1,43 от $C_{орг}$ к ОВ, получим, что первоначально в глиноземистых отложениях, по-видимому, присутствовало в среднем 5,6—7% $C_{орг}$ (8—10% ОВ), в песчаных, глинисто-песчаных — 2—4% $C_{орг}$ (3—5,5% ОВ), в существенно карбонатных — 3,5—4,2% $C_{орг}$ (5—6% ОВ). Таким образом, содержания $C_{орг}$ в исходных породах «черносланцевой формации» рифея значительно превосходят содержания $C_{орг}$ в аналогичных породах фанерозоя. Так, по данным А. Б. Ронова [15], содержание $C_{орг}$ в глинах и глинистых сланцах разных структурных зон фанерозоя колеблется от 0,52 до 1,14%, в песках и песчаниках — от 0,20 до 0,37%, в карбонатных отложениях — от 0,22 до 0,45%.

Как известно, состав песчано-глинистых пород зависит от типа геотектонических структур в пределах которых они формируются. Так, исследованные породы ульдзит-гольского комплекса, судя по расположению фигуративных точек на диаграмме М. А. Мишкина [11], относятся к песчаникам и глинистым сланцам

Содержания микроэлементов в пиритах, г/т

Номер пробы	Cr	Ni	V	Cu	Co	Pb	Ga	Ge	Mo
1/15	25	111	59	200	63	37	<10	3,2	11,8
1/36	125	32	160	120	28	22	<10	~1,5	20,0
1/42	14	51	20	310	127	35	<10	~1,5	14,8
1/43	54	86	62	105	142	12	<10	<1,5	9,5

Примечание. Анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории ГИН РАН (аналитик И. Ю. Лубченко).

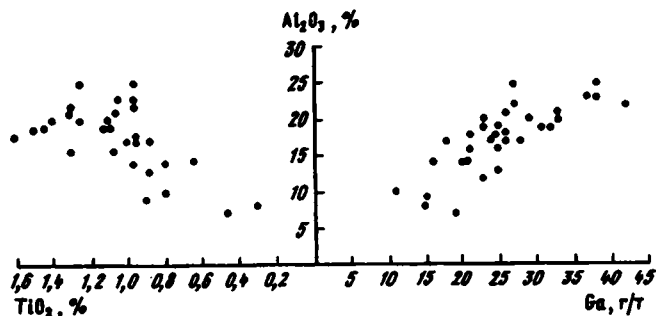
Таблица 4

Содержания микроэлементов в углеродистом веществе, г/т.

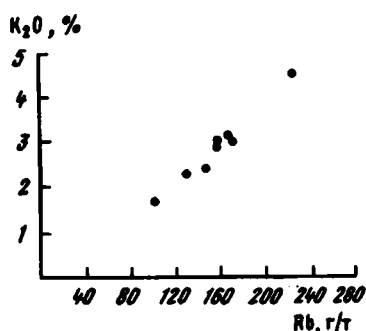
Номер пробы	Cr	V	Ni	Co	Cu	Nb	Sc	Mo	Y	Yb	B	Sr	Zr	Ti
1/15	10	15	7	1	1	10	8	8	40	3	0,5	<100	~1	0,08
1/19a	—	—	2	1	2	2	1	8	25	4	0,01	<100	~1	0,001
1/206	—	8	1	2	3	70	1	4	1000	22	0,4	100	~1	0,85
1/22	50	140	40	2	15	100	10	—	600	20	>1	350	0,17	>1

Примечание. Содержания В, Zr и Ti приведены в процентах. Анализы выполнены в спектральной лаборатории ИГН АН Украины (аналитик Н. П. Верхогляд).

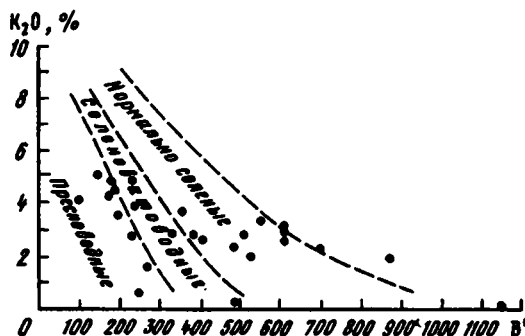
миогесинклиналей и платформ. Величины отношений щелочных и щелочно-земельных элементов свидетельствуют о принадлежности исследованных отложений к калиево-магнезиальному типу, а величины $\text{FeO}_{\text{общ}}/\text{CaO} + \text{MgO} > 1$ — об изученных породах как породах высокой железистости. На диаграмме А. Н. Неелова [12] фигуративные точки пород «черносланцевой формации» образуют тренд от поля кварцевых песчаников до поля глин жаркого, гумидного климата. По значениям $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ (0,03—0,49) изученные породы отвечают ряду кварцевый песчаник (аренит) (0,03) — глины (0,37) — глины жаркого, гумидного климата (0,56). Из средних значений коэффициента Мидлтона ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3 = 0,22$ — 0,26) следует, что калий в породах связан с глинистым веществом, а значения $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (0,02—0,29), $\text{K}_2\text{O}/\text{MgO}$ (0,30—5,81) и Σ щелочных + щелочно-земельных элементов/ Al_2O_3 (0,32—0,90) указывают, что глины были представлены, по-видимому, смесью гидрослюда, монтмориллонита и каолинита. Проведенные литохимические пересчеты исследованных пород рифея по методике [14] на нормативно-минеральный состав исходных отложений (табл. 2) также показали, что в первичных осадках значительную долю составляли глинистые минералы, в основном гидрослюды. В исходных отложениях глиноземистых сланцев заметное количество, кроме того, составлял монтмориллонит. Постоянно присутствовали в небольших количествах каолинит и хлорит, хотя, возможно, небольшие (1—3%) количества этих минералов, а также серпентина следует рассматривать как следствие повышенного содержания Mg и Al в модалльной гидрослуде по сравнению с принятой для расчета формулой. Обломочная часть исходных отложений в основном была представлена кварцем. Соотношение нормативных полевых шпатов показывает значительное преобладание плагиоклаза (главным образом кислого — альбита) при совершенно незначительной роли калиевого полевого шпата, что, по-видимому, обусловлено дефицитом последнего в породах области сноса. Карбонатная составляющая песчано-глинистых исходных отложений была весьма небольшой, и только в первичном веществе карбонатсодержащих сланцев она достигала значительных величин (см. табл. 2). Исходные отложения «черносланцевой формации» обладали несколько повышенной железистостью (коэффициент



Фиг. 1. Характер зависимости TiO_2 и Ga от содержаний Al_2O_3 в породах ульдзит-гольского комплекса



Фиг. 2



Фиг. 3

Фиг. 2. Характер зависимости Rb от содержаний K_2O в породах ульдзит-гольского комплекса

Фиг. 3. Фигуративные точки пород ульдзит-гольского комплекса на диаграмме $\text{K}_2\text{O} - \text{V}$

железистости колеблется от 0,68 для глиноземистых сланцев до 0,77 для слюдино-кварцевых).

В составе «черносланцевой формации» довольно часто наблюдаются тела метавулканитов. Но, судя по средним значениям (7,25—11,2) величин модуля Страхова ($\text{Fe} + \text{Mn}/\text{Ti}$), которые не превышают литогенных значений $(10-20) \pm 5$, поствулканическая газово-гидротермальная деятельность, по-видимому, существенно не влияла на формирование осадков.

Характерной чертой пород «черносланцевой формации» является присутствие в их составе пиритовой минерализации, причем пирит представлен хорошо выраженными кристаллами (до 0,5—1 см), которые обычно сверху покрыты буро-ржавыми оксидами. Анализ монофракций этих пиритов показал (табл. 3), что они содержат значительные количества Ni (в среднем 70 г/т), Cu (в среднем 184 г/т), Co (в среднем 90 г/т). Но, вероятно, некоторая выветрелость пирита привела к понижению концентраций в них ряда микроэлементов, возможно, прежде всего таких, как Pb и Mo (см. табл. 3). Так, например, среднее содержание Pb в пиритах осадков Черного моря равно 307 г/т, а в пиритах палеозойских черных сланцев Пай-Хоя и севера Урала достигает 200—500 г/т [3, 9]. Интересно отметить постоянное присутствие во всех сульфидах ванадия (20—160 г/т, в среднем 75 г/т), что в какой-то мере может свидетельствовать о первично-осадочном происхождении исследованных пиритов.

Кроме того, были проанализированы монофракции углеродистого вещества (табл. 4). Как видно из приведенных данных, углеродистое вещество рифейских пород явно «обеднено» рядом биофильных элементов V, Ni, Co, Cu, Mo как

Средние содержания (в знаменателе) и интервалы колебаний (в числителе)

Порода	Cr	V	Ni	Co	Cu	Pb	Ga
Глиноземистые сланцы (16)	$\frac{91-700}{181}$	$\frac{115-600}{237,5}$	$\frac{30-112}{55}$	$\frac{6-24}{13,5}$	$\frac{17-87}{41}$	$\frac{10-28}{16}$	$\frac{23-42}{31}$
Кварц-слюдистые сланцы (130)	$\frac{68-270}{126}$	$\frac{93-475}{217,8}$	$\frac{17-100}{38,4}$	$\frac{5-20}{9,9}$	$\frac{15-135}{41,8}$	$\frac{10-41}{16,8}$	$\frac{16-28}{22,9}$
Кварциты (7)	$\frac{30-323}{142}$	$\frac{50-245}{129}$	$\frac{17-68}{43}$	$\frac{5-20}{10}$	$\frac{15-110}{49}$	$\frac{5-24}{12}$	<10—25
Карбонатсодержащие сланцы (3)	$\frac{21-130}{84,3}$	$\frac{21-235}{130,3}$	$\frac{21-88}{53,3}$	$\frac{6-42}{21,3}$	$\frac{16-69}{35}$	$\frac{10-20}{14}$	<10—21
Сланцы	90	130	68	19	45	20	19
Песчаники	35	20	2	0,3		7	12

Примечание. В скобках приведено число проанализированных образцов. Содержания Ti и Fe_{сум} приведены в процентах. В семи образцах глиноземистых сланцев были определены, г/т: Nb 14—20 (ср. 19,1); Zr 50—140 (ср. 104); Rb 129—227 (ср. 166); Y 21—71 (ср. 41); Zr 186—270 (ср. 224). Содержания малых элементов в сланцах и песчаниках фанерозоя приведены по [18]. Анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории ГИН РАН (аналитики А. И. Гусарева, Н. А. Солнкова).

относительно пиритов (см. табл. 3), так и относительно вмещающих пород (табл. 5). И в то же время содержатся значительные концентрации В, Zr, Ti (см. табл. 4), которые не относятся (Zr, Ti) к типичным биофильным элементам. Значительная часть микроэлементов (Pb, Zn, Ag, Bi, Sb, Hf, Co, Ta, W, Ba, Ga, Ge) в исследованных пробах не обнаружена вообще. Такие содержания микроэлементов, по-видимому, объясняются тем, что при выделении углеродистого вещества с использованием ряда кислот значительная часть микроэлементов могла быть просто удалена из него.

Содержания микроэлементов в исследованных породах «черносланцевой формации» колеблются довольно широко (см. табл. 5), но значительная часть микроэлементов содержится в породах постоянно в повышенных количествах относительно кларка осадочных отложений. Так, элементы Cr, V, Ti, Ga, В, Fe содержатся в повышенных количествах во всех исследованных типах пород (см. табл. 5), причем для большинства из них максимальные концентрации приурочены к наиболее глиноземистым разностям. Можно отметить, что в изученных породах отчетливо наблюдаются корреляционные зависимости Ti и Ga от Al₂O₃ (фиг. 1), Rb от K₂O (фиг. 2). Кварциты ульдзит-гольского комплекса, кроме того, содержат повышенные относительно кларка песчаников количества Ni, Co, Pb, Ge, Mo, Sr (см. табл. 5). Повышенные содержания этих элементов, по-видимому, объясняются присутствием в кварцитах заметных количеств глинистого и органического вещества (см. табл. 1, 2), являющихся концентраторами ряда микроэлементов, а Ge часто концентрируется в силикатах благодаря кристаллохимической близости Ge и Si.

Содержания ряда индикаторных элементов (Cr, Ti, Fe, V и др.) и значения TiO₂/Al₂O₃, варьирующие в среднем от 0,057 до 0,086 (в основных породах >0,05, в гранитоидах <0,03), по-видимому, указывают, что породы области сноса были сложены главным образом породами основного состава и в меньшей мере ультраосновного (Cr до 700 г/т) и кислого (Zr до 270 г/т, Rb до 227 г/т (см. табл. 5).

содержаний малых элементов в породах ульдзит-гольского комплекса, г/т

Ge	Mo	B	Ba	Sr	Ti	Σсум
$\frac{1,8-1,3}{2,6}$	$\frac{1,5-3,7}{2,5}$	$\frac{79-230}{153(9)}$	$\frac{340-900}{558(9)}$	$\frac{90-500}{223}$	$\frac{0,57-0,90}{0,7134}$	$\frac{2,74-6,95}{5,15}$
$\frac{2,3-3,6}{2,8}$	$\frac{1,5-5,3}{2,28}$	$\frac{75-210}{119,2}$	$\frac{290-950}{560}$	$\frac{50-250}{124,6}$	$\frac{0,38-1,10}{0,7014}$	$\frac{2,64-16,03}{5,34}$
$\frac{1,5-5,7}{2,3}$	$\frac{1,5-7,0}{4,1}$	$\frac{20-200}{73(5)}$	$\frac{60-300}{148(5)}$	$\frac{30-140}{72}$	$\frac{0,18-0,55}{0,3117}$	$\frac{1,08-5,86}{3,49}$
$<1,5-3,2$	$\frac{1,8-5,7}{3,2}$	100(1)	280(1)	$\frac{90-470}{246,6}$	$\frac{0,22-0,61}{0,3657}$	$\frac{3,07-4,80}{3,99}$
1,6	2,6	100	580	300	0,46	4,72
0,8	0,2	35		20	0,15	0,98

Наблюдаемая в исследованных породах хорошая корреляционная зависимость Ti, Ga от Al_2O_3 (см. фиг. 1) и Rb от K_2O (см. фиг. 2), а также значения Al_2O_3/TiO_2 , колеблющиеся в пределах от 11,62 до 17,66, могут свидетельствовать о хорошо дифференцированном материале, поступавшем в палеобассейн седиментации, и палеоклимате гумидного типа.

Как известно, наиболее надежными индикаторами солености воды палеобассейнов являются B и Ga, которые содержатся главным образом, исключая турмалин и другие акцессорные минералы, в глинистой фракции отложений, причем Ga связан с континентальными отложениями, а B — с морскими. Значительные содержания B в породах (см. табл. 5), вероятно, свидетельствуют об их морском происхождении так как пресноводные отложения содержат его в количестве 44—54 г/т, а морские — 100—110 г/т [6]. На диаграмме B — Ga фигуративные точки пород «черносланцевой формации» в огромном большинстве лежат в поле морских сланцев. Правда, на диаграмме $K_2O - B'$ (где $B' = B \cdot 8,5/K_2O$) (фиг. 3) фигуративные точки распределяются более равномерно, но точка средних значений (по 25 образцам, отбросив экстремально низкие и экстремально высокие значения) лежит в поле пород, сформировавшихся в палеобассейне с нормальной минерализацией вод. Количественное определение палеосолености бассейна седиментации по формуле: $S = (B/27,9)^{2,32}$ [17] дало значение (31‰), отвечающее нормальному солевому составу вод морского бассейна.

Таким образом, присутствие в составе пород исследованного комплекса следов жизнедеятельности простейших организмов (строматолитов, онколитов), органических остатков, значительных количеств углеродистого вещества, свидетельствует о расцвете органической жизни в рифейском палеобассейне. Карбонатные осадки отлагались, по-видимому, в мелководном палеобассейне, имеющем несколько повышенную соленость. В период седиментогенеза отложений «черносланцевой формации» палеобассейн, по-видимому, был более глубоководный (100—200 м) и имел нормально-морской состав воды, а в придонной части палеобассейна существовали восстановительные условия со следами сероводородного заражения.

Породы ульдзит-гольского комплекса, специализированные на ряд рудных элементов (Cr, V, Ti, Ge и др.), могут, по-видимому, рассматриваться как потенциальный источник рудного вещества при последующих метасоматически-

метаморфических преобразованиях. Но уже и в настоящее время регион перспективен на обнаружение золоторудной минерализации [7, 8 и др.], связанной с породами «черносланцевой формации».

Список литературы

1. Агафонов Л. В., Жамбаа Б., Зайцев Н. С. Черные сланцы Западного Прихубсугулья (МНР)// Докл. АН СССР. 1989. Т. 306. № 2. С. 422—426.
2. Бойшенко А. Ф. О возрасте метаморфического комплекса Баян-Хонгорской зоны (МНР)// Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 1. С. 48—56.
3. Бутузова Г. Ю. К минералогии и геохимии сульфидов железа в осадках Черного моря// Литология и полез. ископаемые. 1969. № 4. С. 3—16.
4. Геология Монгольской Народной Республики. Т. 1. Стратиграфия. М.: Недра, 1973. 583 с.
5. Казанский Ю. П. Физико-химические условия морского карбонатакопления в докембрии// Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 6. М.: Наука, 1981. С. 37—42.
6. Кейт М., Дегенс Э. Геохимические индикаторы морских и пресноводных осадков// Геохимические исследования. М.: Изд-во ИЛ, 1961. С. 56—85.
7. Кепежинскас К. Б., Кепежинскас В. В., Зайцев Н. С. Эволюция земной коры Монголии в докембрии-кембрии. М.: Наука, 1987. 168 с.
8. Кепежинскас К. Б., Кепежинскас В. В. Карта метаморфических формаций Монгольской Народной Республики. Новосибирск: Изд-во ИГиГ СО АН СССР, 1989. 43 с.
9. Кетрис М. П., Юшкова Г. Е. Геохимия пиритов из черносланцевых формаций Пай-Хоя и Севера Урала// Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР. Вып. 56. 1986. С. 56—63.
10. Митрофанов Ф. П., Казаков И. К., Палей И. П. Докембрий Западной Монголии и Южной Тувы. Л.: Наука, 1981. 156 с.
11. Мишкин М. А. Метаморфизм в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1981. 194 с.
12. Неелов А. Н. Восстановление первичного состава парапород по их химическому составу// Методическое руководство по геологической съемке масштаба 1 : 50 000. Т. 1. Л.: Недра, 1974. С. 397—400.
13. Пинус Г. В., Агафонов Л. В., Зайцев Н. С. и др. Докембрийские диаспоровые бокситы Монголии. Новосибирск: Наука, 1981. 96 с.
14. Розен О. М. Седиментологическая интерпретация химизма кристаллических пород докембрия// Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 4. Кн. 1. М.: Недра, 1975. С. 60—74.
15. Ронов А. Б., Ярошевский А. А., Мигдисов А. А. Химическое строение земной коры и геохимический баланс главных элементов. М.: Наука, 1990. 182 с.
16. Сафронов В. Т., Иалиев А. И. Сравнительные исследования отложений серии кейв Балтийского щита и туин-гольской свиты Центральной Монголии// Литология и полез. ископаемые. 1990. № 6. С. 65—71.
17. Landergrén S., Carvajal M. C. Contribution to the geochemistry of boron. III. The relationship between boron concentration in marine clay sediments the salinity of the depositional environments expressed as an adsorption isotherm// Ark. miner. och. geol. 1974. V. 5. № 11. P. 11—22.
18. Turekian K. K., Wedepohl K. H. Distribution of the elements in some major units of the Earth's Crust// Bull. Geol. Soc. America. 1961. V. 72. P. 175—192.

Геологический институт РАН,
Москва

Поступила в редакцию
19.V.1992

УДК 553.31.661.2 : 552.5

© 1994 Горжевский Д. И., Донец А. И.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ПАРАГЕНЕЗИСА ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ И НАФТИДОВ В ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНАХ КАРБОНАТНОГО ТИПА

Приведены доказательства парагенезиса стратиформных свинцово-цинковых месторождений, локализованных в карбонатных породах, и нафтидов в осадочных бассейнах карбонатного типа.

В качестве причины этого парагенезиса рассматривается сходное поведение свинца, цинка и органического вещества на седиментационно-диагенетическом и катагенетическом этапах преобразования глинистых и карбонатных пород осадочных бассейнов.

Проблема парагенезиса рудных и нафтидных месторождений может быть решена с привлечением данных литологии, палеогидрогеологии и учения об образовании месторождений нефти, газа, битумов и рудных месторождений. Большая часть этих наук, к сожалению, и в настоящее время развивается обособленно, что особенно касается рудных и нефтебитумных месторождений, изучение которых остается разобщенным.

Вопрос о возможной связи процессов рудо- и нефтеобразования был впервые поставлен В. И. Вернадским еще в начале XX в. В 1926 г. Е. А. Бастин (США) показал, что свинцово-цинковые месторождения Северной Америки, впоследствии отнесенные к миссисипскому типу, ассоциируют с тяжелыми нефтями и битумом. Затем этой проблеме посвящали работы американские (Б. Доу, Е. Нобл, А. Хейл, Дж. Андерсон, Р. Маккуин, Г. Гервен, Ж. Дози, Д. Свержинский и др.) и советские (А. С. Уклонский, А. И. Германов, Г. Л. Поспелов, В. В. Попов, В. Н. Холодов, Б. А. Клубов, Н. С. Бескровный, И. Г. Гольдберг и др.) ученые.

В настоящей статье делается попытка рассмотреть этот вопрос на примере стратиформных свинцово-цинковых месторождений. Фактический материал, доказывающий парагенезис рудных месторождений этих типов и нафтидов, изложен во многих работах [4, 6, 8, 13, 14, 17—20, 22, 23]. Для свинцово-цинковых стратиформных месторождений эти данные в основном сводятся к следующему:

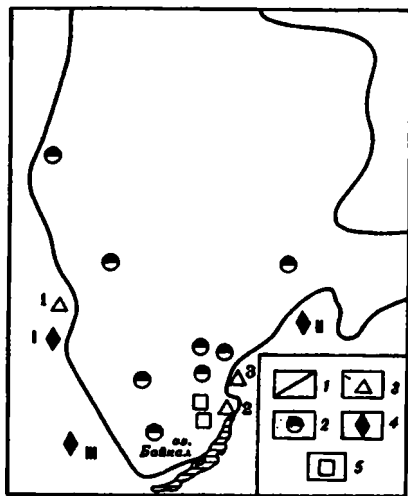
1) приуроченность этих месторождений и месторождений нафтидов к длительно и устойчиво развивавшимся сложным локальным структурам, осложняющим общее прогибание нефтегазоносных бассейнов. Нередко эти положительные структуры фиксируются карбонатными отложениями и рифовыми постройками, иногда непосредственно локализуемыми свинцово-цинковые и нефтегазовые месторождения (фиг. 1, 2);

2) контроль свинцово-цинковых и нафтидных месторождений общими длительно существовавшими глубинными разломами, по которым происходило движение рудоносных и газонефтяных флюидов (фиг. 3);

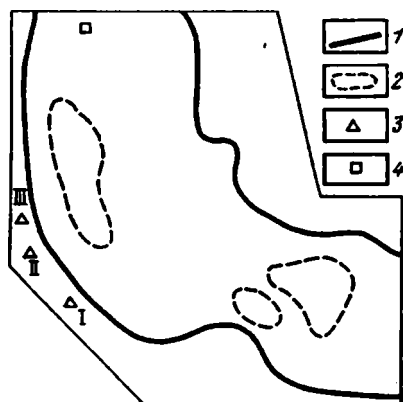
3) близкие температуры (50—200° С) формирования свинцово-цинковых руд и нефтегазовых проявлений главной зоны нефтегазообразования;

4) тесная пространственная ассоциация нафтидов и свинцово-цинковых руд с эвапоритами;

5) широкое распространение в породах-коллекторах залежей нефти и газа новообразованных минералов, аналогичных минералам, слагающим стратиформные тела свинцово-цинковых руд (пирит, сфалерит, галенит, кварц, доломит, кальцит, барит, флюорит и др.)



Фиг. 1



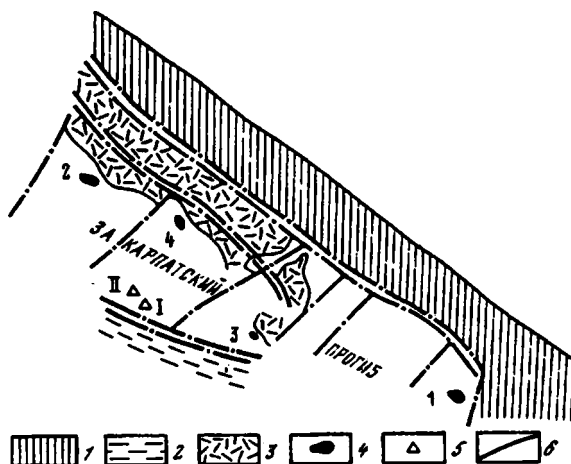
Фиг. 2

Фиг. 1. Схема размещения нефтегазовых месторождений Ленско-Тунгусской провинции и рудных месторождений

1 — граница Ленско-Тунгусской нефтегазоносной провинции; 2 — нефтяные и газовые месторождения в рифейских и вендских отложениях; 3 — стратиформные свинцово-цинковые месторождения рифейского и вендского возраста (1 — Горевское, 2 — Таборное, 3 — Барвинское); 4 — золото-сульфидные месторождения протерозойского возраста (I — Олимпиадинское, II — Сухой Лог, III — Зун-Холбинское); 5 — рудопоявление медистых песчаников

Фиг. 2. Схема нефтегазогеологического районирования Чу-Сарысуьской провинции и размещения рудных месторождений

1 — границы Чу-Сарысуьской газоносной области; 2 — границы газоносных районов с месторождениями, приуроченными к фаменским отложениям; 3 — стратиформные свинцово-цинковые месторождения (I — Миргалмсай, II — Талап, III — Шалкия); 4 — Джезказганское месторождение медистых песчаников



Фиг. 3. Схема размещения газовых, золото-полиметаллических и свинцово-цинковых месторождений Закарпатья

1 — складчатая зона Карпат; 2 — Паннонский массив; 3 — Вагорлат-Гутинская вулканическая града; 4 — газовые месторождения (1 — Солотвинское, 2 — Русско-Комаровское, 3 — Королевское, 4 — Становское); 5 — рудные месторождения (I — Береговское золото-полиметаллическое, II — Беганьское свинцово-цинковое); 6 — разломы

6) повышенные концентрации органического вещества в рудовмещающих пластах по сравнению с подстилающими и перекрывающими;

7) наличие включений битумов и углеводородных газов в газово-жидких включениях минералов руд свинцово-цинковых месторождений;

8) содержание рудных компонентов свинца, меди и особенно цинка в нефтях. Содержание цинка в золе нефтей достигает 0,8% [3].

Нам представляется, что перечисленные фактические данные свидетельствуют о близких условиях образования стратиформных свинцово-цинковых месторождений и нафтидов на разных стадиях их формирования, и в связи с этим целесообразно рассмотреть сходство этих условий начиная со стадии седиментогенеза до стадий последующего преобразования рудных и нафтидных парагенезисов.

Весь процесс формирования сульфидных месторождений, ассоциирующих с проявлениями нефти и газа, можно разбить на два главных этапа: седиментационно-диагенетический и катагенетический.

СЕДИМЕНТАЦИОННО-ДИАГЕНЕТИЧЕСКИЙ ЭТАП

Процессы образования концентраций органического вещества и металлов (в частности, свинца и цинка) начинаются с седиментации глинистых и карбонатных пород, обогащенных органическим веществом. Среднее содержание ОВ, по данным разных исследователей, в земной коре колеблется в широких пределах. Кларки ОВ в различных породах составляют, %: в карбонатных 0,2, песчаных 0,2, алевролитовых — 0,45, глинистых 0,9.

Главным источником углеродистого вещества биогенного происхождения являются остатки вымерших организмов — автохтонный детрит и аллохтонные остатки континентального происхождения, образующие скопления в придонной части океана, и особенно водорастворимые формы органического вещества, представленные главным образом органическими кислотами, жидкими и газообразными углеводородами, азотистыми соединениями и др.

Большая часть органических веществ отлагается в ассоциации с глинами в области пассивных подводных окраин континентов. Эта область, как справедливо отмечено в работе [7], в гидродинамическом и гидрохимическом отношении представляет собой зону смешения прибрежных опресненных и богатых кислородом вод с минерализованными океаническими водами, а также зону смешения слабокислых материковых вод, обогащенных гуминовыми кислотами, и слабощелочных вод океана. Согласно экспериментальным данным, свинец и цинк в виде карбонатных и гидросульфидных комплексов обладают высокой подвижностью, что объясняется присутствием органических кислот. Осаждение этих металлов в сульфидной форме осуществляется лишь в области более низких величин pH при коагуляции органических кислот в зоне смешения морских и континентальных вод. Таким образом, эта зона представляет собой своеобразный геохимический барьер, где происходит коагуляция органических кислот и осаждение сульфидов.

Важную роль в процессе седиментогенеза играют бактерии, деятельность которых влияет на возникновение окислительной или восстановительной обстановки и определяет газовые режимы упомянутых зон; при этом в окислительной среде отмирающее органическое вещество под воздействием бактерий генерирует CO_2 , N_2 , NH_3 , а в восстановительной — CH_4 , CO_2 , H_2S , H и углеводороды. Органическое вещество играет роль питательной среды для бактерий, причем, как показали многочисленные исследования, пищей для бактерий могут служить как метано-нафтеновые, так и ароматические углеводороды. Анаэробные бактерии в результате жизнедеятельности выделяют H_2S , обуславливающий выделение сульфидов.

Как уже отмечалось, главным фациальным типом осадочных пород, отлагающихся на пассивных материковых окраинах, являются глины. Именно в них наиболее высоки кларковые концентрации цветных металлов. Так, по данным

И. Ю. Лубченко, среднее содержание свинца в песчаниках современных морских отложений составляет $7 \cdot 10^{-4}\%$, в карбонатных породах — $9 \cdot 10^{-4}\%$, а в глинах на порядок выше — $80 \cdot 10^{-4}\%$. Образование комплекса этих отложений, как показано Н. М. Страховым, осуществляется главным образом в аридном климате, в связи с чем в парагенезис пород обычно включаются эвапориты, преимущественно сульфатного состава, как правило, принимающие участие в строении металлоносных разрезов. Как это показано В. М. Поповым и У. Асаналиевым, потенциально рудовмещающие горизонты карбонатных пород накапливались в периоды максимального развития трансгрессий, а эвапориты — в основном в регрессивные стадии развития структур, поэтому эти образования обычно занимают разное стратиграфическое положение; эвапориты часто залегают выше карбонатных отложений.

К важнейшим, содержащим органику геологическим формациям относится карбонатно-углеродистая формация, которая состоит главным образом из известняков и доломитов, чередующихся с горизонтами углеродистых алевролитов и глинистых сланцев. Породы этой формации характерны для краевых частей платформ и срединных массивов, где они отлагаются в эпиконтинентальных бассейнах, заложенных на коре континентального типа. С этой формацией часто ассоциируют свинцово-цинковые и нафтидные месторождения.

Таким образом, близкие тектонические, климатические и литолого-геохимические условия отложения органического и рудного вещества обуславливают их пространственную ассоциацию уже на седиментационно-диагенетическом этапе.

КАТАГЕНЕТИЧЕСКИЙ ЭТАП

Второй этап геологической истории органического вещества и цветных металлов связан с процессами ката- и метазенеза осадков пассивных зон континентов. В этот период толщи глинистых пород перекрываются более молодыми отложениями и под влиянием повышенных температуры и давления подвергаются эпигенетическим изменениям. Среди них следует прежде всего отметить процессы дегидратации глин. Особо важное значение имеет вторая стадия дегидратации глин, подробно рассмотренная М. Пауэрсом и Дж. Берстом. В основе их представлений лежат положения о присутствии в морских глинистых толщах набухающих (монтмориллонит и монтмориллонитовые смешанослойные минералы) и ненабухающих (гидрослюда, хлорит, каолинит) компонентов и о преобразовании в процессе катагенеза при погружении осадков набухающих минералов в ненабухающие с выделением воды [6, 16]. Такими водами, по-видимому, осуществляется перераспределение рассеянных компонентов вмещающих пород, в том числе свинца, цинка и меди.

Органическое вещество в процессе диа- и катагенеза испытывает существенные изменения, при этом происходят извлечение из керогена продуктов низкотемпературного крекинга и выделение газа (CH_4 — C_2) и битумоидов; в самом же керогене происходят внутримолекулярная группировка атомов и полимеризация; при этом асфальты превращаются в асфальтиты и кериты. В этом процессе возрастает содержание гуминовых и фульвовых кислот и гуминов, а также азотатных, аксолатных и сукцинонатных комплексов, которые играют важную роль как агенты переноса рудных элементов в виде комплексных металлоорганических соединений [8, 24]. Исследования Э. Дегенса показали присутствие аминокислот в пластовых водах нефтеносных районов и карбоновых кислот (до 3 мг/л) в глубоких напорных водах нефтегазовых месторождений.

Повышение температуры в условиях мезо- и катагенеза (главная стадия нефтеобразования, по Н. Б. Вассоевичу) приводит к обогащению водных растворов углеводородами, интенсификацию образованию подвижных углеводородных соединений и концентраций микроэлементов. По мнению Н. П. Ермолаева и Н. А. Созинова [7], процессы катагенеза приводят к перемещению рудных компонентов, захваченных органическим веществом при седиментогенезе; при

этом структурные изменения органического вещества сапропелевого типа сопровождаются сменой рудного катиона с вхождением высвобождающегося металла в недра молекулы керогена; для органического вещества гумусового происхождения нарастание катагенетической углефикации сопровождается перемещением микропримесей на периферию молекул, что определяет возможность их перехода в фильтрующие растворы и вынос из породы. В связи с этим, по данным Н. П. Ермолаева и Н. А. Созинова, осадки с гумусовым органическим веществом проявляют тенденцию к рассеянию рудных элементов уже на стадии катагенеза, в то время как осадки сапропелевого органического вещества сохраняют свои металлы вплоть до процессов регионального метаморфизма.

Исследования А. И. Илялетдинова [6] показали, что биологическая иммобилизация металлов может осуществляться путем поглощения металлов растениями, микроорганизмами и природным органическим веществом. Накопление меди, свинца и цинка в клетках растений могут осуществлять тростник, камыш, рогоз, осока и другие растения; такой же способностью обладают и многие животные организмы; так, в мягких тканях и скелетных частях современных коралловых полипов, моллюсков и медуз концентрации этих металлов по сравнению со средой обитания для свинца больше в 2600 раз, а для цинка — в 3200 раз [21]. В биомассе бактерий содержатся (в мг на 100 г сухого вещества): Cu — 12, Zn — 0,1—28, Pb — 0,6—1,5, Ba — 18—50. По данным А. И. Илялетдинова, важную роль в процессах, связывающих металлы и органическое вещество, играют гуминовые кислоты, а также фульвокислоты, накапливающиеся на начальных этапах образования гуминовых кислот. Медь в ионах связана главным образом с гуминовыми кислотами (93%), свинец — с фульвокислотами (92%), в то же время цинк обнаруживается в равной степени в обоих типах кислот [6]. В результате реакций металлов с продуктами микробиологического разложения органических соединений образуются сравнительно прочные малоподвижные металлоорганические комплексы.

Многие исследователи [1, 5 и др.] обратили внимание на приуроченность стратиформных свинцово-цинковых месторождений к периферическим частям солеродных бассейнов. Процессы взаимодействия подземных вод с эвапоритами, как это показано в работах [1, 25], обуславливают повышение солёности и одновременно растворяющей способности водных растворов; при этом происходит резкое возрастание их способности к выщелачиванию металлов, в том числе свинца и цинка. По данным Е. А. Баскова, в зоне катагенеза карбонатно-терригенных пород при взаимосвязи их с галогенными формациями формируются хлоридные рассолы с высокими содержаниями металлов, в мг/кг: Zn — до 10—100, Pb — до 5—10, Cu — 0,5—5; Ag — до 0,4—2,4, температура этих рассолов на глубинах 3—5 км достигает 250° С и более.

Возникающие рассолы первоначально обогащены магнием и последовательно изменяются по схеме $\text{Cl} - \text{Mg} - \text{Na} \rightarrow \text{Cl} - \text{Mg} - \text{Ca} \rightarrow \text{Cl} - \text{Ca} - \text{Mg} \rightarrow \text{Cl} - \text{Ca}$ [10]. Появление в пустотах терригенных пород кристаллов гипса и ангидрита свидетельствует о воздействии сульфатных галогенных рассолов на кальцийсодержащие породы по типу реакции: MgCl_2 (раствор) + Ca (порода) = CaCl_2 (раствор) + Mg (порода) или MgSO_4 (раствор) + Ca (порода) = CaSO_4 + Mg (порода).

Минералогически эти процессы на стратиформных свинцово-цинковых месторождениях выражаются в эпигенетической доломитизации известняков, предшествующей выпадению сульфидов свинца и цинка. Реальность доломитизации как процесса замещения кальция карбонатных пород на магний рассолов, по мнению С. Р. Крайнова и др. [10], определяется энергетической выгодностью этого процесса и подтверждается экспериментальными исследованиями.

Формы переноса металлов (в том числе свинца и цинка) в рассолах изучены недостаточно. Господствующими формами переноса этих и многих других металлов являются, как это отмечает Р. Г. Рафальский, хлориды. Вместе с тем, по данным Л. С. Фарфеля, в щелочной среде, в условиях обогащения пород и вод органическим веществом, комплексообразующей способностью будут обладать amino-, фуль-

вокислоты, а также гуминовые и карбоновые кислоты. В такой обстановке перенос свинца и цинка может осуществляться в виде хорошо растворимых металлоорганических соединений; при окислении среды до значения $\text{pH} \sim 6,0$ происходит разрушение растворимых металлоорганических комплексов, что приводит к осаждению металлов в виде труднорастворимых металлоорганических соединений либо при достаточных концентрациях H_2S — в форме сульфидов. Таким образом, появление дегидратированной воды, гуминовых, фульвовых кислот и ацетатных соединений, формирование метаморфических соединений и общие пути миграции органического вещества, свинца и цинка, а также возникновение рассольных вод — все это, вероятно, свидетельствует о близкой геохимической судьбе нефтяных и свинца и цинка на стадии катагенетических преобразований. Однако следует отметить разобщенность этих образований в локальном плане. Нефтяные и газовые залежи формируются большей частью в центральных частях нефтегазовых бассейнов в пористых и трещиноватых породах, песчаниках и известняках, обычно именуемых флюидопроводниками или коллекторами. Экранами в основном служат эвапориты, представленные соленосными толщами, или глины и глинистые сланцы. Экранирующие породы обычно залегают выше толщи коллекторов (покрышка), а иногда ниже этой толщи (подложка). Флюидопроводники нередко выклиниваются по простиранию и фациально замещаются породами, неблагоприятными для формирования нефтяных и газовых залежей.

Что касается свинцово-цинковых руд, то содержащие эти металлы рудоносные разторы перемещаются по пористым пластам-проводникам и разломам в участки с пониженными литостатическими нагрузками, где содержащийся в растворах магний вступает во взаимодействие с известняками, формируя метасоматические доломиты. Образование сульфидов свинца и цинка из этих растворов происходит на сульфидном барьере, который образован присутствующими в породах водами, содержащими восстановленную серу [11].

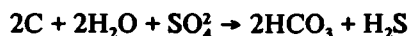
При разрушении залежей нефти и газа, которое начинается еще в период формирования газонефтяных залежей, органическое вещество перемещается в восходящем направлении — непосредственно вверх, через покрывку по разрывам, или в латерально-восходящем направлении вверх по восстанию пластов.

Б. А. Клубов [9], А. И. Германов и В. А. Чиненов [2] пришли к выводу, что источником битумов, ассоциирующих с рудами, были древние залежи нефти или нефтяных битумов, которые подвергались процессам разрушения. Как известно, скопления битумов могут формироваться в зоне гипергенеза в результате двух стадий миграции нефти: аккумулятивной и диссипационной [6]. Эти скопления локализуются главным образом в периферических частях нефтегазовых бассейнов, куда битумы мигрируют после разрушения нефтяных и газовых залежей. Эти участки также благоприятны для локализации свинцово-цинковых стратиформных месторождений, так как к ним приурочены зоны разгрузки металлоносных нефтяных рассолов.

Одна из причин ассоциации битумов и сульфидных руд заключается в деятельности сульфатредуцирующих бактерий, для которых битумы служили питательной средой. Сульфатредуцирующие бактерии могут существовать в пределах $\text{pH} 4,2-10$ и Eh от $+110$ до -500 мВ в условиях самых разнообразных температур.

Господствующие представления об их существовании в условиях только низких температур в настоящее время пересматриваются в связи с открытием в последние годы аналогичных бактерий в современных сульфидных образованиях океанического дна, сформировавшихся при температуре $300-350^\circ \text{C}$ (рудопроизведения срединно-океанических хребтов, а также Калифорнийского и Миссисипского заливов) [12, 13]. Наиболее часто сульфатредуцирующие бактерии присутствуют в растворах, богатых магнием, а количество их зависит от содержания распадающегося органического вещества как источника энергии. В восстановительной среде в донных отложениях количество сульфатредуцирующих бактерий обычно находится в пределах 10^3-10^5 на 1 г осадков. Образование восстановленной серы и осаждение сульфидов свинца, цинка и меди было доказано в экспериментах

Л. С. Крамаренко [12], при которых были получены галенит, ковеллин, гринокит и халькопирит, причем в опытах без использования бактерий сульфидообразования не наблюдалось. Химическая сущность бактериального процесса заключается в восстановлении сульфатов морской воды и образовании сероводорода. Схематически он может быть представлен следующими биохимическими реакциями:



Подводя итоги изложенному, следует подчеркнуть, что парагенезис месторождений цветных металлов и нефтегазоносных проявлений обусловлен генетическими причинами, а именно близкими условиями седиментации органического вещества и металлов в осадочных бассейнах, их сходным поведением в процессах катагенеза, а также общими закономерностями формирования битумов и проявлений сульфидов цветных металлов.

Как известно, на происхождение углеродистого вещества существуют разные точки зрения. По одной из них, развиваемой авторами настоящей статьи, оно большей частью имеет органическое происхождение и связано с процессами седиментации и катагенеза осадочных пород; по другой — неорганическое происхождение и является продуктом, поступающим из мантийных слоев Земли. Однако независимо от этих точек зрения тесная ассоциация углеродистого вещества со стратиформными свинцово-цинковыми месторождениями сохраняет важное теоретическое значение и представляет существенный интерес для их прогноза и поисков.

Список литературы

1. Богашова Л. Г. Роль солеродных бассейнов в формировании стратиформных минерализаций// Геология руд. месторождений. 1987. № 3. С. 18—29.
2. Германов А. И., Чиненов В. А. Методы анализа и результаты изучения органического вещества рудных месторождений//Обзоры ВИЭМС. Лабораторные и технологические исследования и обогащение минерального сырья. 1986. 57 с.
3. Гольдберг И. С. Нефтеметаллогенетические провинции мира и генезис рудных концентраций в тяжелых нефтях и битумах//Геология нефти и газа. 1990. № 3. С. 2—7.
4. Горжевский Д. И. О роли органического вещества в рудообразовании//Изв. вузов. Геология и разведка. 1987. № 1. С. 23—41.
5. Горжевский Д. И., Голева Г. А. Роль эвапоритов в формировании стратиформных рудных месторождений. Генетические модели эндогенных рудных формаций (тез. докл. Т. 2). Новосибирск, 1985. С. 15—17.
6. Горжевский Д. И., Карцев А. А., Павлов Д. И. и др. Парагенезис металлов и нефти в осадочных толщах нефтегазоносных бассейнов. М.: Недра, 1990. 267 с.
7. Ермолаев Н. П., Созинов Н. А. Стратиформное рудообразование в черных сланцах. М.: Наука, 1986. 176 с.
8. Илялетдинов А. И. Микробиологические превращения металлов. Алма-Ата: Наука, 1984. 266 с.
9. Клубов Б. А. Возможные пути образования природных антраксолитов//Литология и полезные ископаемые. 1985. № 4. С. 121—131.
10. Крайнов С. Р., Добровольский Е. В., Матвеева Л. И., Соломин Г. А. Геохимический анализ способности подземных вод седиментационных бассейнов к образованию доломита//Геохимия. 1986. № 9. С. 1285—1302.
11. Крайнов С. Р., Матвеева Л. И., Соломин Г. А. Геохимические условия осаждения цинка и свинца из рассолов седиментационных бассейнов на сульфидном барьере//Геохимия. 1988. № 12. С. 1708—1719.
12. Крамаренко П. Е. Геохимическое и поисковое значение микроорганизмов подземных вод. Л.: Недра, 1983. 180 с.
13. Краснов С. Г. Модель формирования рудных минеральных ассоциаций Миссисипского типа применительно к наблюдениям за современными океаническими гидротермами//Зап. Всесоюз. о-ва С. 116, Вып. 2. 1987. С. 205—209.

14. *Паалов Д. И.* Потенциально нефтепродуцирующие толщи как источник рудообразующих растворов стратиформного свинцово-цинкового оруденения юго-восточной окраины Сибирской платформы// Генезис редкометалльных и свинцово-цинковых стратиформных месторождений. М.: Наука. 1986. С. 23—43.
15. *Паалов Д. И., Горжевский Д. И., Карцев А. А.* Формирование стратиформной свинцово-цинковой минерализации как результат эволюции осадочных бассейнов//Стратиформные рудные месторождения. М.: Наука, 1987. С. 60—67.
16. *Холодов В. Н.* Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах. М.: Наука, 1983. 149 с.
17. *Холодов В. Н.* Условия образования и вторичные изменения красноцветных формаций как факторы формирования стратиформного оруденения//Формации осадочных бассейнов. М.: Наука, 1986. С. 14—37.
18. *Холодов В. Н.* Проблемы доломитообразования на современном уровне литологии//Эволюция карбонатакопления в истории Земли. М.: Наука, 1988. С. 3—23.
19. *Холодов В. Н., Бутузова Г. Ю.* К проблеме генезиса металлоносных растворов и стратиформных месторождений Cu—Pb—Zn в красноцветных формациях//Литогенез и рудообразование. М.: Наука, 1989. С. 157—176.
20. *Холодов В. Н.* Рудогенерирующие процессы элизионных и инфильтрационных систем//Геология руд. месторождений. 1991. № 1. С. 3—32.
21. *Щеглов А. Д., Краснов Е. В., Раткин В. В.* Рифы и рудообразование// Докл. АН СССР. 1983. Т. 271. № 11. С. 161—165.
22. *Anderson G. M., Macqueen R. W.* Ore deposits models of Mississippi Valley-type lead-zinc deposits// Geoscience Canada. 1982. V. 9. № 2. P. 108—117.
23. *Dozy J. J.* A geological model for the genesis of the lead-zinc ores of the Mississippi-Valley// Inst. Mining Met. Trans. 1970. V. 79. P. 163—170.
24. *Drummond S. L., Palmer D. A., Wesolowsky D. J.* Hydrothermal transportation of metal via acetate complex//28th Intern. Geol. Congr. Abstracts. Wash. D. C. 1989. V. 1. P. 1420.
25. *Long D. T., Angino E. E.* Chemical specification of Cd, Cu, Pb, Zn in mixed freshwater, seawater and brine solutions//Geochim. et Cosmochim. Acta. 1977. V. 41. № 1. P. 1183—1191.

ЦНИГРИ, Москва

Поступила в редакцию
10.1.1993

УДК 552.578.061 : 551.72(470.32)

© 1994 Кузьменко Ю. Т., Куклинский А. Я., Пименов Ю. Г.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ВЕРХНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ РАЙОНА г. МОСКВЫ¹

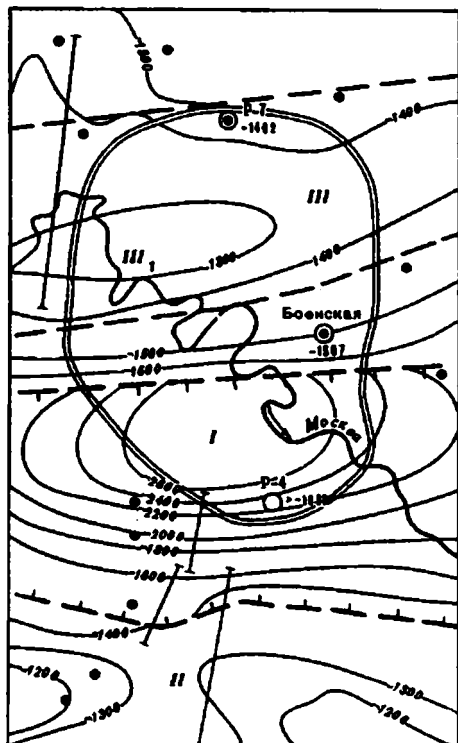
Приводятся новые данные о геологическом строении Теплостанского грабена Подмосковского авлакогена, литолого-геохимических особенностях пород глубоких скважин г. Москвы и содержащихся в них битумоидов. Дается оценка перспективности нефтегазоносности верхнепротерозойской толщи грабена.

Верхнепротерозойские отложения Восточно-Европейской платформы издавна привлекают внимание геологов и в особенности с целью оценки перспектив их нефтегазоносности. В последние годы решению этой проблемы были посвящены работы А. Н. Золотова [1], С. П. Максимова и др. [4], М. И. Островского [6], И. Е. Постниковой [8], Л. Ф. Солонцова, Е. М. Аксенова [10] и других исследователей. К настоящему времени на востоке Русской плиты в вендских отложениях открыты месторождения нефти в Пермском Приуралье (Сивенское, Ларионовское и др.) и Оренбургской области (Окружное), а с рифейскими отложениями связаны лишь нефтегазопроявления на ряде площадей [9]. В зоне Солигаличского авлакогена на Даниловской площади получены непромышленные притоки нефти из высокоомного пласта вендского возраста. В связи с этим результаты бурения глубоких скважин в 1991—1992 гг. в г. Москве представляют интерес, так как позволяют дополнить существующие представления о геологическом строении и нефтегазоносности древних толщ центральных районов Русской плиты.

Одной из крупных отрицательных структур юго-восточной части Московской синеклизы является Подмосковский авлакоген субширотного простирания протяженностью ~450 км при ширине до 40 км. В пределах авлакогена одним из наиболее погруженных структурных элементов является Теплостанский грабен, глубина залегания кристаллического фундамента в зоне которого достигает 2,8 км (район станции метро «Новые Черемушки»). С юга и севера грабен ограничен Раменским и Павлово-Посадским разломами (фиг. 1), на востоке и западе — Люберецким и Звенигородским горстообразными выступами с глубинами залегания фундамента 1,6—2,0 км. На севере к грабену примыкает Красногорский горст, осложняющий Истринско-Кольчугинский выступ, наиболее приподнятая часть которого с глубиной залегания фундамента 1,4 км располагается в районе Строгино. К югу от грабена выделяется Тумско-Шатурский выступ. Площадь Теплостанского грабена в целом достигает 600 км².

Поверхность осадочных образований протерозоя в грабене наклонена в направлении Павлово-Посадского разлома с падением пластов до 20 м/км. В прибортовых зонах грабена на этом общем фоне по поверхности рифейских отложений впервые выделяются два линейных поднятия широтного простирания — валы Москворецкий на севере и Видновский на юге. Наиболее изученный из них Москворецкий вал представляет собой приразломную структуру длиной 35 км при ширине 3—4 км, с крутым (до 3°) северным и пологим южным

¹ Предложенная к рассмотрению интерпретация результатов изучения глубоких скважин г. Москвы базируется на материалах ГП «Геоинтез», Центра комплексных аналитических исследований ГАНГ им. И. М. Губкина и ВолгоградНИПИнефть.



Фиг. 1. Схема поверхности кристаллического фундамента г. Москвы и сопредельных территорий

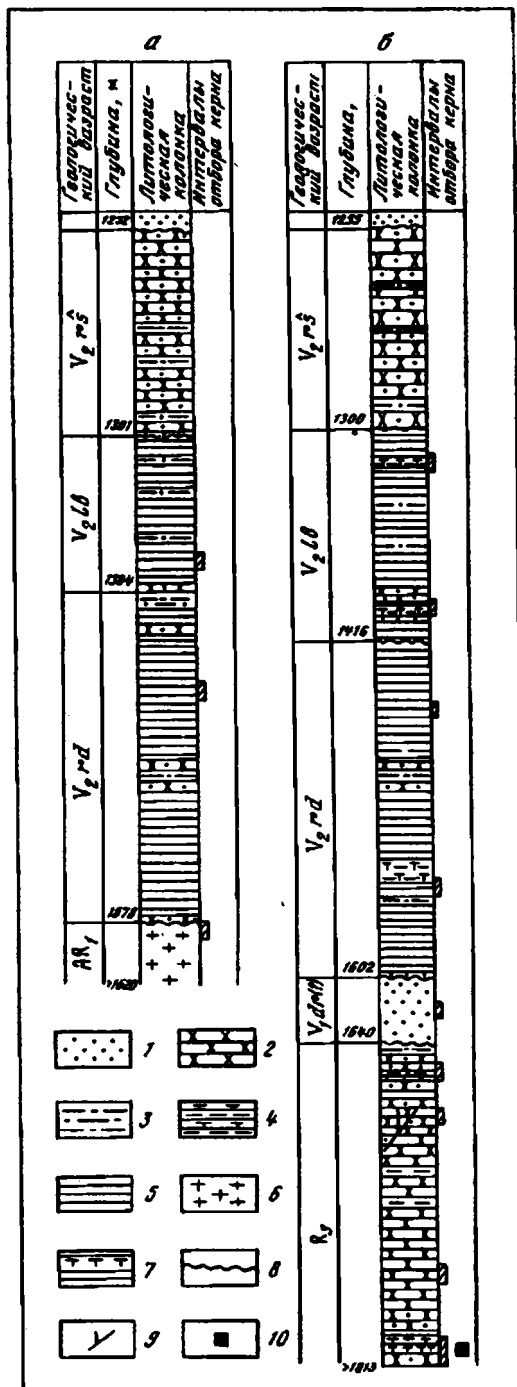
1 — изогипсы поверхности фундамента, м; 2 — основные тектонические нарушения, ограничивающие авлакоген; 3 — другие нарушения; 4 — скважины, вскрывшие фундамент (цифры — абсолютные отметки, м); 5 — скважина, недобуренная до фундамента (цифра — абсолютная отметка забоя, м); 6 — линии сейсмических профилей КМПВ; 7 — места определения глубины залегания фундамента по данным ТЗ КМПВ; I — Подмосковский авлакоген; II — Тумско-Шатурский выступ; III — Красногорский горст; III₁ — Химкинское поднятие

крыльями амплитудой 30—40 м. Вверх по разрезу размер вала уменьшается и по отложениям мезозойского возраста не превышает 2×10 км.

В пределах Подмосковского авлакогена фундамент представлен различными метаморфическими и магматическими образованиями архей-протерозойского возраста. Сква. Р-5 и Р-7 фундамент вскрыт лишь на Красногорском горсте на глубинах 1576 и 1578 м. В районе скв. Р-7 кристаллическое основание сложено плагиоклаз-пироксеновыми, биотит-пироксен-плагиоклазовыми и гранат-пироксен-плагиоклазовыми гранулитам грано- и порфиروبластовой структур. Первая из разновидностей гранулитов содержит незначительное количество мелких зерен доломита и магнетита. Плотность пород составляет не менее 3 г/см³. В гранулитах, залегающих на глубинах до 10 м от поверхности фундамента, изотопный состав углерода доломитов составляет +7,6‰, а органического вещества —24,9‰. Кристаллические образования фундамента скв. Р-5 и Р-7 по характеру залегания, типу пород, а также по аналогии с Боянским и Щелковским разрезами сопоставляются с боянской серией нижнего архея Воронежского массива.

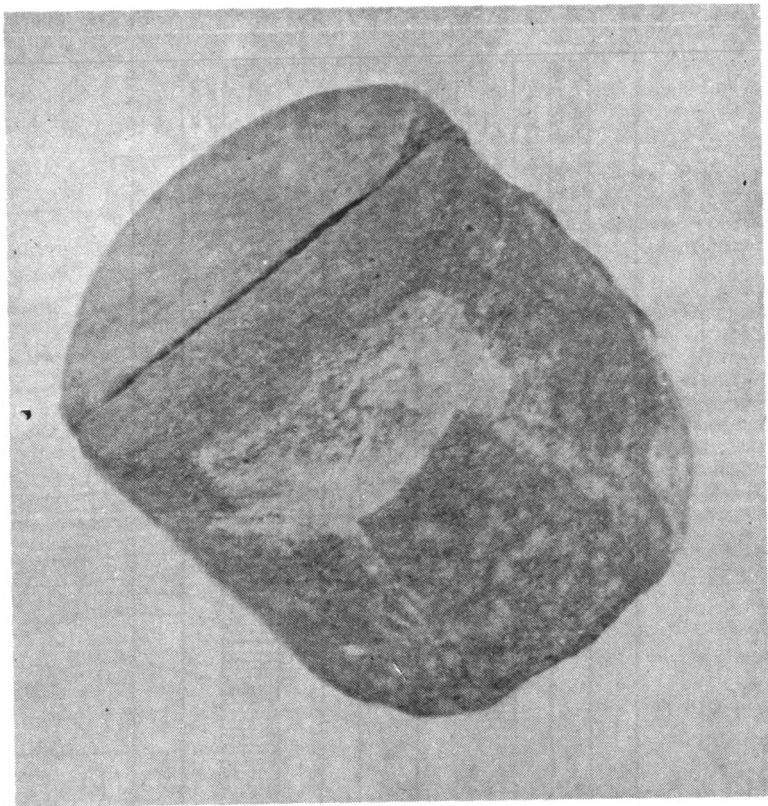
Верхнеархейские эффузивы и сланцы основного состава, а также нижнепротерозойские высокомагнитные биотитовые и амфиболитовые гнейсы, по данным геофизических исследований, в Подмосковном авлакогене отмечаются лишь местами и представляют собой эрозионные останцы.

Верхнепротерозойские осадочные образования со значительным перерывом залегают на породах кристаллического фундамента различного возраста. Среди них в авлакогене выделяются два комплекса рифейского и вендского возраста. Рифейские отложения выполняют авлакоген, площадь их распространения контролируется бортовыми глубинными разломами. Плащеобразно перекрывающие



Фиг. 2. Геологические разрезы рифей-вендских отложений скв. Р-7 (а) и Р-4 (б)

1 — пески с галькой и «окатышами» глин; 2 — песчаники; 3 — алевролиты; 4 — глины тонкослоистые с прослоями пепловых туфов; 5 — аргиллиты; 6 — аргиллиты с прослоями пепловых туфов; 7 — магматическая порода основного состава; 8 — перерывы осадконакопления; 9 — нарушения сплошности пород; 10 — признаки нефти. Индексы: AR_1 — нижний архей, R_3 — верхний рифей, V_1 — нижний венд (dr — древланская серия), V_2 — верхний венд (rd — редкинская подсерия, lb — любимская свита, $r\hat{s}$ — решминская свита), D_2 — средний девон



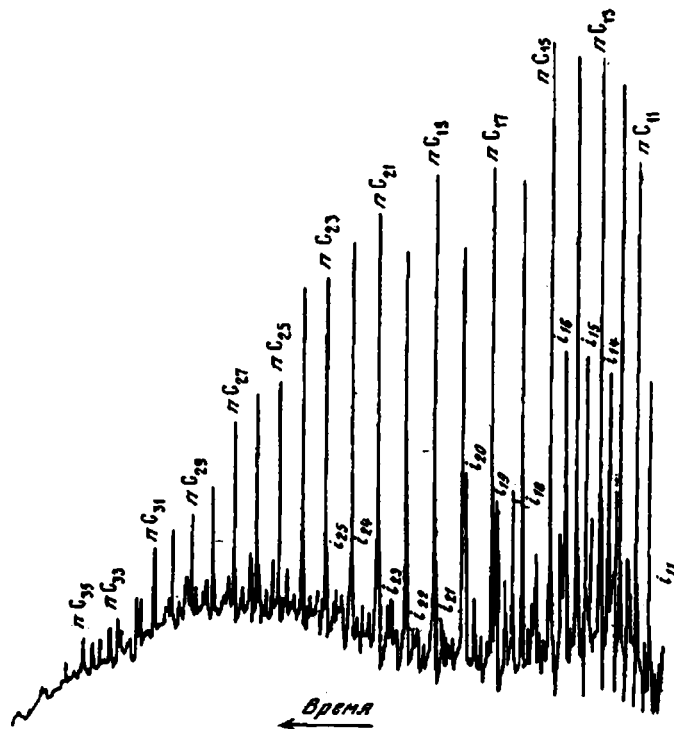
Фиг. 3. Песчаник с субвертикальными трещинами (скв. Р-4, инт. 1679—1688 м, верхний рифей)

их образования венда венчают разрез верхнего протерозоя и широко развиты в Московской синеклизе.

В Теплостанском грабене рифейские отложения вскрываются скв. Р-1 и Р-4 (Южное Бутово) в интервале глубин 1998—1640 м (фиг. 2). По данным геофизических исследований, их общая мощность составляет 900 м. В скв. Р-4 в интервале 1813—1640 м были произведены пять подъемов керна. Четыре из них представлены песчаниками красно-бурого цвета, на фоне которого наблюдаются пятна, линзы и прослои более светлой, серовато-розовой окраски размером до 20 мм. Среди песчаников различаются мелко-среднезернистые и средне-крупнозернистые разности, кварцевого состава, в различной степени сцементированные железисто-глинистым, а в осветленных участках лишь глинистым материалом, гидрослюдисто-каолинистового состава. В верхней части рифейского разреза состав песчаников полевошпатово-кварцевый, зон осветления окраски не отмечается.

В интервале глубин 1679—1688 м первичное залегание пород нарушено. Контакт различных типов песчаников проходит по трещинам субвертикальной ориентировки (фиг. 3), протяженностью до 70 мм (по керну), прямолинейным и слабоволнистым, местами ветвящимся, полностью выполненным каолинитом светло-серого цвета. Ширина трещин составляет 1—2 мм, густота варьирует в широких пределах (от 10 до 200 1/м). Вероятно, в интервале глубин 1760—1670 м скважина прошла зону тектонического нарушения.

Песчаники рифея характеризуются малым (до 1%) содержанием карбонатов. Они представлены микрозернистым сидеритом и доломитом, обычно присутствующим в цементирующем материале. Карбонаты обогащены легким изотопом ^{12}C , средняя



Фиг. 4. Хроматограмма углеводородов, выделенных из глин скв. Р-4 (инт. 1800—1805 м). Углеводороды, nC_{11} — nC_{35} — нормальные парафиновые, i_{11} — i_{25} — изопреноидные

величина $\delta^{13}C$ составляет $-23,5\%$. Содержание органического вещества (C_{org}) в песчаниках незначительное (до $0,18\%$), величина их $\delta^{13}C$ изменяется от $-26,1$ до $-27,5\%$.

Из интервала 1800—1805 м, проходка которого характеризовалась газированием бурового раствора, было извлечено 2 м глин темно-коричневого цвета, пластичных, с текстурой «внутрипластового скручивания» (по Ричу), содержащих тонкие (до 1 мм) слойки ортогуфитов и слой песчаника с галькой, толщиной 30 мм. В свежем изломе глина имела резкий нефтяной запах.

По данным рентгенофазового анализа, глина сложена каолинитом (40%), смешанослойными разностями монтмориллонит-гидрослюдистого типа (25%), гидрослюдой (20%) и хлоритом (15%). В смешанослойной фазе на долю набухающих пакетов приходится до 25%. Удельная поверхность микропор глины составляет $24 \text{ м}^2/\text{г}$. Обломочная часть в ней представлена в основном кварцем, в небольшом количестве присутствуют полевые шпаты, слюды и обломки вулканических стекол. Из карбонатных минералов отмечается микрозернистый сидерит (до 1%), изотопный состав углерода которого составил $-11,7\%$. В глине наблюдаются многочисленные минерализованные органические пленки коричневого и темно-коричневого цвета, ветвящейся, лентовидной и иглоподобной форм. Содержание органического вещества высокое ($1,03$ — $1,06\%$), величина его $\delta^{13}C$ равна $-25,3\%$.

По люминесцентной шкале химико-битуминологического анализа глина соответствует 12-му эталону, величина ее битумоидного коэффициента составляет $9,3\%$. В составе битумоидов присутствуют: насыщенные УВ 39%, ароматические УВ 32%, силикагелевые смолы 25% и асфальтены 4%.

Хроматограмма (фиг. 4) экстракта битумоидов, выделенных из глин, типична для УВ сапропелевого органического вещества, захоронявшегося в восстановительных условиях. Об этом свидетельствуют низкое ($0,87$) отношение пристана

к фитану и преобладание относительно низкомолекулярных *n*-алканов над высокомолекулярными — $\Sigma(n C_{10} - n C_{20}) / \Sigma(n C_{21} - n C_{32}) = 1,97$. В то же время среди низкомолекулярных алканов нормальные парафиновые УВ с нечетным числом углеродных атомов в цепи (C_{13} , C_{15} и др.) преобладают над соответствующими УВ с четным числом атомов. Это доказывает, что в исходном ОВ источником УВ служили низкомолекулярные жирные кислоты синие-зеленых водорослей, подвергшихся впоследствии деструкции на алюмосиликатных катализаторах [3].

Выделенные из глин УВ помимо черт общих для сапропелевого ОВ имеют особенности, характерные для ОВ и нефтей докембрийских, и в частности рифей-вендских отложений Восточной Сибири [5]. Об этом прежде всего можно судить по наличию гомологического ряда реликтовых 12- и 13-монометилзамещенных алканов C_{24} — C_{30} и продуктов их деструкции C_{19} — C_{24} . Эти УВ обнаружены в значительных (17,5%) концентрациях по отношению к нормальным алканам той же молекулярной массы. Они, безусловно, могут служить признаком сингенетичности образования исследуемого ОВ в содержащих его породах.

По поводу биологических источников 12- и 13-монометилзамещенных алканов высказываются разные мнения [5, 7]. Это может быть метилзамещенная кислота, имеющая прямую парафиновую цепь длиной не менее 24 углеродных атомов в соответствии с максимальной концентрацией гомологов C_{24} или циклопропанкарбоновая кислота C_{25} . Под влиянием алюмосиликатных катализаторов они могут преобразовываться в найденные реликты.

Кроме того, обнаружено специфическое для органики древних толщ повышенное содержание 2- и 3-метилалканов, в особенности состава C_{15} — C_{19} (25,2% от соответствующих *n*-алканов). Вероятно, они представляют собой продукт каталитического распада алифатических изо- и антеизокислот, широко распространенных в водорослевой биомассе [7]. Среди метилалканов особо следует отметить 7-метилгептадекан (возможно, в смеси с 8-метилгептаном), который является реликтовым УВ, содержащимся в синие-зеленых водорослях [3].

В составе изопреноидных УВ кроме преобладания фитана над пристаном отмечается низкое (0,91) отношение пристана к норпристану. Для полициклических УВ характерен высокий процент трисноргопана, низкое (1,30) значение отношения адиантан + гопан к трисноргопану и крайне незначительное содержание моретанов.

Материалы геофизических исследований скв. Р-1 и Р-4 позволяют отметить, что рассмотренные глины характеризуются низкой естественной гамма-активностью (до 0,25л А/кГ). Наибольшие превышения гамма-активности глин (0,06—0,1л А/кГ) над фоновыми приходится на образования пелитовой структуры верхнего рифея. Толщина пластов глин в них составляет 1—3 м, и на их долю во вскрытой части разреза приходится ~15%.

Пестроцветная толща вендского возраста в пределах Подмосковского авлакогена выделяется в объеме древлянской (?) и валдайской серий. Суммарная мощность отложений венда в Теплостанском прогибе составляет 385 м, а на северном крыле Красногорского горста — 346 м, где венд представлен лишь валдайской серией, в строении которой принимают участие породы редкинской и поваровской (любимская и рещинская свиты) подсерий (см. фиг. 2).

Древлянская (?) серия нижнего венда мощностью ~40 м по сравнению с толщей рифея более глинистая. Средний уровень естественной гамма-активности слагающих разрез пород составляет 0,4л А/кГ. На долю песчаных разностей в нем приходится ~30% мощности. В разрезе скв. Р-4 они представлены песками и слабосцементированными песчаниками светло-серого цвета с зеленоватым оттенком, обычно разнозернистыми, полевошпатово-кварцевого состава, прослоями гравелистыми, с галькой кварца и глин коричневого цвета размером до 2—3 см. Обломки гравийно-галечной размерности покрыты тонкой (до 1 мм) корочкой карбонатного материала серой окраски, изотопный состав углерода которой составляет —17,0‰. Глины в обломках, как правило, скручены или смяты в

мелкие складки. Они сложены каолинитом (70%) и гидрослюдой (30%), в незначительном количестве присутствуют смешанослойные разности монтмориллонит-гидрослюдистого типа и хлорит. В глинах встречаются обломки кварца, полевых шпатов и слюд алевритовой размерности. Рассеянное в обломках глин ОВ несколько обогащено тяжелым изотопом ^{13}C ($\delta^{13}\text{C} = -25,53\%$).

Сходство изотопного состава углерода доломитов, участвующих в строении корочек, обломков пород древланской серии и цемента, нижезалегающих песчаников верхнего рифея ($\delta^{13}\text{C} = -17,9\%$), свидетельствует о том, что последние в предвендское время подвергались процессам эрозии и придонные воды древланского водоема, проникая в них на глубину 15—20 м, приносили с собой тяжелый изотоп ^{13}C .

Валдайская серия верхнего венда, залегающая в г. Москве на различных тектонических структурах, удаленных друг от друга на расстояние до 35 км, характеризуется разными типами разрезов при близких величинах их суммарных мощностей (см. фиг. 2): 347 м — в скв. Р-1 и Р-4 (Южное Бутово) и 346 м — в скв. Р-5 и Р-7 (Коровинские). В обоих районах серия складывается в основном аргиллитами и аргиллитоподобными глинами темно-серого цвета, местами с зеленоватым оттенком, горизонтально-слоистыми, содержащими остатки микрофоссилий, сапропелеподобные пленки и комочки ОВ. В составе глинистых разностей основная роль принадлежит каолиниту (40—45%) и гидрослуде (30—35%), в небольшом количестве встречаются смешанослойные разности монтмориллонит-гидрослюдистого типа (18—23%) и хлорит (2—10%). Удельная поверхность микропор глинистых образований составляет 6—16 м²/г.

В редкинских и любимских аргиллитах скв. Р-4 наблюдаются тонкие (до 2—3 мм) слойки ортотуффитов серого цвета и в обоих районах — слои и линзы алевролитов, иногда средне- и мелкозернистых песчаников, полевошпат-кварцевого состава, обычно глинистых с небольшим (до 5%) содержанием карбонатного материала, представленного доломитом и сидеритом. Изотопный состав углерода карбонатов рассматриваемых районов существенно различается. Если карбонатные минералы цемента алевролитов редкинской подсерии скв. Р-4 имеют высокое содержание легкого изотопа ^{12}C ($\delta^{13}\text{C} = -21,4\%$), то в разновозрастных и однотипных породах скв. Р-7 в карбонатах изотопа ^{12}C меньше и величина $\delta^{13}\text{C}$ составляет +0,6%. В алевролитах любимской свиты поваровской подсерии скв. Р-4 изотопный состав углерода карбонатов колеблется от —6,5 до —10,6%.

Кроме того, в обоих районах, по данным ГИС, наблюдается общее повышение песчаности разрезов валдайской серии от 15—25% (редкинская подсерия) до 50—80% (решминская свита), но при этом интенсивность опесчанивания их отдельных стратиграфических единиц большая на северном крыле Красногорского поднятия. Вверх по разрезу серии происходит облегчение и изотопного состава углерода ОВ (с —26,8 до —28,0%). Среднее содержание ОВ в породах серии составляет 0,15%.

Рассмотренные выше разрезы верхнепротерозойских отложений одного из районов южной окраины Московской синеклизы позволяют охарактеризовать фациальные условия их формирования. Как отмечается большинством исследователей, заложение авлакогенов, в частности Подмосковского, произошло на рубеже среднего и верхнего рифея. Красноцветный комплекс верхнерифейского возраста, выполняющий Теплостанский грабен авлакогена, формировался в условиях аридного климата в узкой, постоянно прогибавшейся зоне, представлявшей собой мелководный водоем, с кислой средой осадконакопления и слабой гидродинамикой пресных вод. Рельеф суши, окружающей Теплостанский водоем, в этот отрезок времени был незначительно расчленен, что служило причиной накопления в нем в основном мелкозернистых песчаников и алевролитов кварцевого состава. К концу рифея территория приобрела черты слабо всхолмленной равнины с незначительной выраженностью грабена.

Существенная разница в минеральном составе глин, слагающих пласты не-

Глинистые минералы обломочных и глинистых пород верхнепротерозойского возраста, %

Минералы	Песчаники	Алевролиты		Глины, аргиллиты	
	А	А	Б	А	Б
Смешанослойные	$\frac{0-4}{2}$	$\frac{0-15}{7}$	35	$\frac{5-25}{18}$	$\frac{15-30}{23}$
Гидрослюда	$\frac{3-20}{7}$	$\frac{10-45}{28}$	25	$\frac{20-35}{31}$	$\frac{25-45}{34}$
Каолинит	$\frac{80-100}{91}$	$\frac{35-85}{58}$	40	$\frac{35-70}{41}$	$\frac{25-52}{41}$
Хлорит	—	$\frac{0-15}{7}$	Следы	$\frac{5-18}{10}$	$\frac{0-5}{2}$

Примечание. В этой и следующей таблицах в числителе приведены пределы содержаний, в знаменателе — среднеарифметическое значение; А и Б — условия осадконакопления (А — пресноводные, Б — морские).

большой мощности и цемент мелкообломочных пород (табл. 1), а также наличие в пластах глин пирокластического материала, слойков гравия и гальки, рассеянного ОВ свидетельствуют о том, что их формирование происходило в основном в результате эксплозивной деятельности вулканов, которая сопровождалась интенсивным накоплением осадков пелитовой структуры с большим количеством ОВ, основой которой служили как бентосные, так и планктонные формы сине-зеленых водорослей пресноводного водоема.

Байкальская фаза тектогенеза, протекавшая в раннем венде, на территории Теплостанского грабена наиболее ярко отразилась в наличии мелко- и грубообломочных пород в древлянской части разреза. Поставщиками грубозернистого материала в это время служили не столько выступы фундамента, сколько локальные поднятия, на которых денудации подвергались верхнерифейские терригенные отложения. Возможно, именно в это время произошли нарушение сплошности и изменение первоначальных углов залегания верхнерифейских пород, отмечаемых в разрезах скв. Р-1 и Р-4.

Южная окраина Московской синеклизы была сформирована в валдайское время. Песчано-глинистые отложения редкинской подсерии накапливались как в пределах Теплостанского прогиба, так и на северном склоне Красногорского поднятия. Рассматриваемая часть синеклизы в это время представляла собой обширную (шириной не менее 50 км), пологую, «заболоченную» прибрежную низменность с пресноводным водоемом, располагавшимся над грабеном и отделявшимся от эпиконтинентального морского палеобассейна цепью пологих поднятий Истринско-Кольчугинского выступа.

В поворовское время при общей выположенности территории совместно с прогибом испытывали погружение и отдельные блоки выступа, что привело к проникновению морских вод палеобассейна на юг и нивелированию условий осадконакопления как на территории Теплостанского прогиба, так и на северном склоне Красногорского поднятия. Отмеченные особенности осадконакопления в валдайское время достаточно ярко выразились в песчаности разрезов серии, комплекса глинистых минералов, изотопном составе углерода карбонатных минералов и, по данным М. Б. Бурзина (устное сообщение), видовом и внутривидовом составе микрофоссилий.

Циклическое строение разреза поворовской подсерии, степень ее песчаности, тектурно-структурные особенности пород позволяют отметить, во-первых, рит-

Изотопный состав углерода карбонатных минералов и ОВ пород верхнепротерозойского возраста

Породы	Изотопный состав углерода $\delta^{13}\text{C}$, ‰			
	карбонаты		органическое вещество	
	А	Б	А	Б
Песчаники	$\frac{-23,3 + -23,8}{-23,5}$	—	$\frac{-26,1 + -27,5}{-26,7}$	
Алевриты	$\frac{-10,6 + -21,1}{-15,4}$	+0,6	$\frac{-26,7 + -28,9}{-27,3}$	-30,0
Глины, аргиллиты	-11,7	$\frac{+5,5 + +8,3}{+6,9}$	$\frac{-25,3 + -25,5}{-25,4}$	$\frac{-21,0 + 22,5}{-21,6}$

мичное колебание уровня эпиконтинентального палеобассейна и, во-вторых, постепенное увеличение гидродинамической активности его вод к концу накопления верхнепротерозойской формации.

Таким образом, история геологического развития южной окраины Московской синеклизы и условия осадконакопления в ее пределах определили строение формации, а также состав и последующую направленность преобразования слагающих ее пород и содержащегося в них ОВ.

В позднерифейское время Теплостанский грабен заполнялся зрелыми обломочными разностями кварцевого состава, в поздневендское — менее зрелыми, полевошпат-кварцевыми разностями, катагенетическая измененность которых представлена коррозией и регенерацией кварца, пелитизацией и выщелачиванием полевых шпатов, хлоритизацией биотита и вулканических стекол. В кислых условиях пресноводного Теплостанского водоема осаждался каолинит, который на этапе катагенеза преобразовывался в гидрослюда, а в прибрежной части эпиконтинентального палеобассейна в условиях, близких к нейтральным, развивались каолинит-гидрослюдистые разности (табл. 1). Карбонатные минералы терригенных пород, формировавшиеся в мелком пресноводном бассейне, были обогащены легким изотопом ^{12}C , а в однотипных прибрежно-морских породах, но относительно более глубоководных, обогащение им было значительно меньшим (табл. 2).

Пирокластический, и в частности пепловый, материал под действием физико-химических процессов к настоящему времени преобразовался в смешанослойную ассоциацию глинистых минералов монтмориллонит-гидрослюдистого типа, но с различной долей набухающих пакетов у глин верхнего рифея (20—25%) и аргиллитов верхнего венда (не более 10%). Различна и степень механического уплотнения глинистых разностей, выражаемая величиной удельной поверхности микропор, — соответственно 24 и 6—16 м²/г. Отмеченные особенности глин и аргиллитов рифейского и вендского возраста связаны с разной интенсивностью торможения вторичных процессов углеводородами, генерировавшимися из ОВ пород.

Исходя из молекулярного состава ОВ глин верхнего рифея (пристан/н C_{17} = 0,32; фитан/н C_{18} = 0,45 и CPI_{24-32} = 1,04), можно утверждать, что его зрелость соответствует геохимическим условиям начала катагенеза, когда еще были достаточно активны каталитические процессы, инициирующиеся глинистыми минералами (каталитичность глин инт. 1800—1805 м из скв. Р-4, рассчитанная по

ее минеральному составу, составляет 16,5%) при уже достаточно высоких (не менее 60°С) температурах. Об образовании УВ при значительном влиянии каталитических реакций свидетельствует и их состав. Полученный же из глинистый продукт имеет очень большое сходство с нефтью. По мнению А. Н. Изосимовой и О. Н. Чалой [2], именно такое ОВ явилось родоначальником древних нефтей Западной Якутии.

Завершая рассмотрение литолого-геохимических особенностей пород верхнепротерозойской толщи южной окраины Московской синеклизы, выявленных при изучении керна скв. Р-4, Р-7 и геофизических исследований скв. Р-1, Р-5 г. Москвы, следует сделать вывод о перспективности поисков скоплений нефти и газа не только в вендском, но и рифейском комплексах, а территорию Теплостанского грабена отнести к категории нефтегазоносного района, в пределах которого наиболее интересными объектами для поиска УВ можно считать бортовые участки, где развиты инверсионные приразломные валы (Москворецкий, Видновский и др.), а также район скв. Р-1 и Р-4, расположенный на юге г. Москвы.

Список литературы

1. Золотов А. Н. Тектоника и нефтегазоносность древних толщ. М.: Недра, 1982. 240 с.
2. Изосимова А. Н., Чалая О. Н. Реликтовые углеводороды в органическом веществе и нефтях Западной Якутии. Новосибирск: Наука, 1989. 127 с.
3. Кальвин М. Химическая эволюция. М.: Мир, 1971. 240 с.
4. Максимов С. П., Горбачев И. Ф., Золотов А. Н. и др. Современная оценка перспектив нефтегазоносности центральных районов Европейской части СССР. М.: Изд-во ВНИИОЭНГ, 1973. 57 с.
5. Макушина В. М., Арефьев О. А., Забродина М. Н. и др. Новые реликтовые алканы нефтей// Нефтехимия. 1978. Т. 18. № 6. С. 847—854.
6. Островский М. И. Структура и разрез верхнего докембрия Московского грабена//Изв. вузов. Геология и разведка. 1970. № 5. С. 28—34.
7. Петров Ал. А. Углеводороды нефти. М.: Наука. 1984. 264 с.
8. Постникова И. Е. Верхний докембрий Русской плиты и его нефтегазоносность. М.: Недра, 1977. 222 с.
9. Региональная геология нефтегазоносных территорий СССР/Под ред. Габриэлянца Г. А. М.: Недра, 1991. 283 с.
10. Солонцов Л. Ф., Аксенов Е. М., Андреев С. П. и др. К литологии и индексации песчаниково-алевритовых пачек и пластов валдайской серии Московской синеклизы//Тр. ГИН. Казань: 1970. Вып. 30. С. 324—353.

Государственное предприятие
«ГЕОСИНТЕЗ», Москва

Поступила в редакцию
20.IV.1993

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 550.4:553.411.071(575.4)

© 1994 Харлашин А. П.

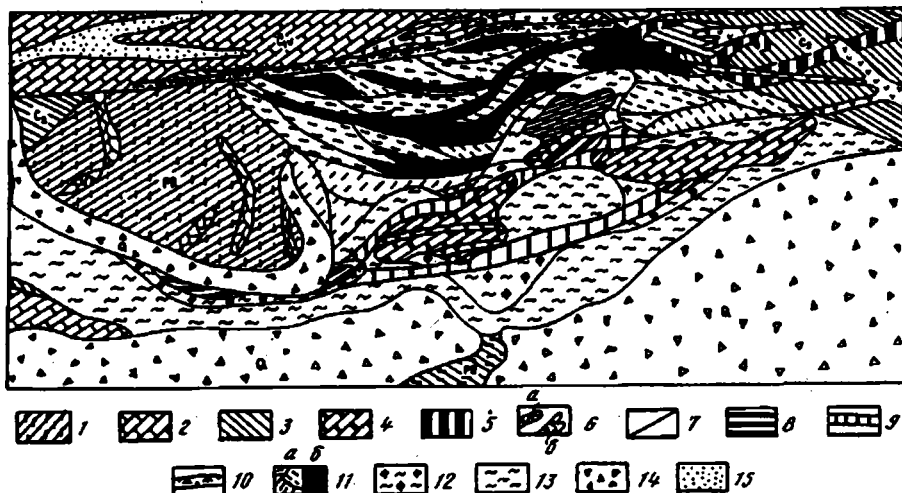
ЗОЛОТО В ГИПЕРГЕННЫХ ФОСФОРИТАХ БУКАНТАУ (СЕВЕРНЫЕ КЫЗЫЛКУМЫ)

Проблема золотоносности фосфоритов рассматривалась в связи с морскими желваковыми фосфоритами Русской платформы в работах [5, 7, 8]. Содержание золота в них иногда достигает 0,6 г/т. Предполагается сорбция золота фосфоритами из морской воды.

Что касается фосфоритов, возникающих в зоне гипергенеза, вопросы их золотоносности почти не рассматривались. Между тем еще Ф. В. Чухров [6] в лабораторных условиях установил, что накопление золота с фосфатами весьма вероятно. Наиболее активно этот процесс может проявиться в зоне гипергенеза, где при выветривании фосфорсодержащих пород образуются богатые фосфоритовые руды. При некоторых условиях они становятся своеобразными гипергенными ловушками «вторичного» золота, поступающего в растворенном виде в профиль фосфатоносной коры выветривания из близлежащих зон окисления золото-сульфидных залежей.

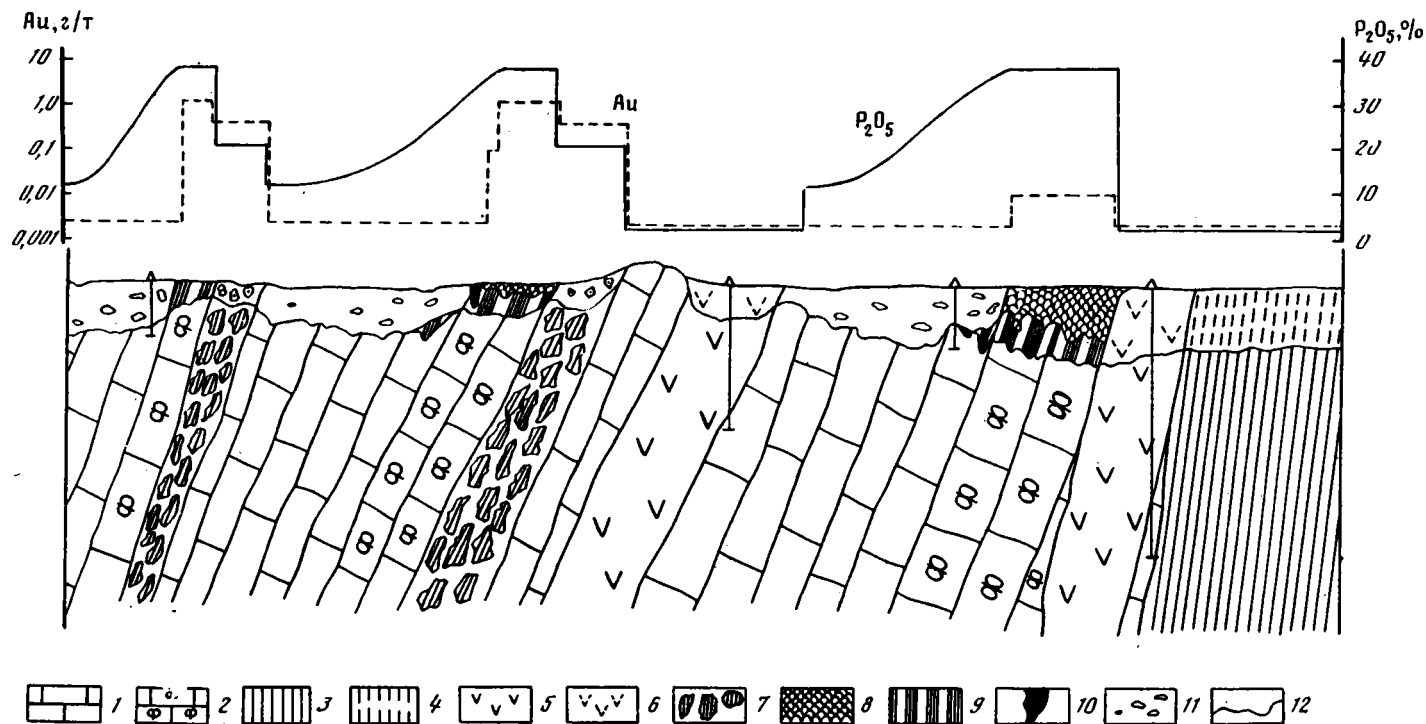
В Северных Кызылкумах на золоторудном месторождении Кокпатав в 1985 г. Б. М. Михайловым [4] обнаружены гипергенные фосфориты, содержащие промышленно значимые концентрации золота.

Нынешними исследованиями установлены закономерности строения и состав золотоносных фосфоритов, а также предложен механизм концентрирования золота.



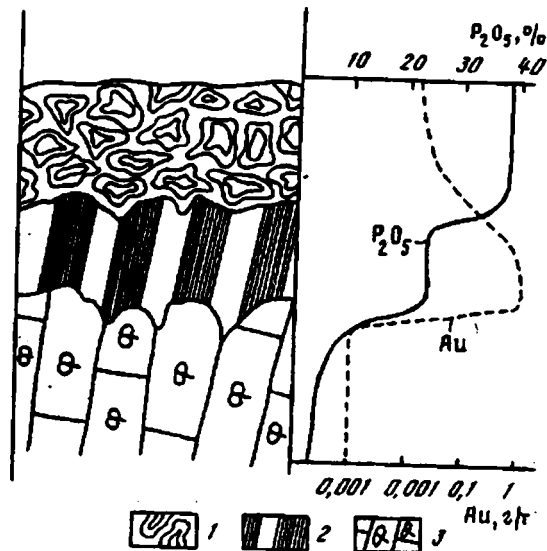
Фиг. 1. Схематическая карта гипергенных образований Центрального участка месторождения Кокпатав (по Б. М. Михайлову с дополнениями и изменениями). Масштаб 1 : 4000

1 — кремнистые сланцы PR; 2 — известняки D — C; 3 — вулканогенно-терригенные отложения C₂; 4 — доломитизированные известняки C₂; 5 — золотоносные калиевые метасоматиты; 6 — кварцевые жилы (а) и дайки (б); 7 — разрывные нарушения; 8 — метасоматические фосфориты; 9 — предлагаемое место залегания метасоматических фосфоритов под карстовыми отложениями; 10 — охристые глины с реликтовой структурой приразломных тектонитов K₂ — N; 11 — оплывины глинистой коры выветривания (а — на вулканогенно-терригенных отложениях C₂, б — на золотоносных метасоматитах); 12 — высокофосфористые (>15% P₂O₅) карстовые глины с желваками фосфоритов; 13 — фосфористые карстовые глины; 14 — щебнистые супеси и суглинки N — Q; 15 — супеси и пески Q



Фиг. 2. Разрез золото-фосфатоносной коры выветривания по расчистке 5610. Масштаб 1 : 500

1 — доломитизированные известняки S_2 ; 2 — предполагаемые горизонты доломитизированных известняков, обогащенные фосфатным веществом; 3 — глинистые сланцы S_2 ; 4 — структурный элювий на глинистых сланцах S_2 ; 5 — дайки лампрофиров; 6 — структурный элювий на дайках; 7 — тектоническая брекчия; 8, 9 — фосфориты (8 — желваковые, 9 — метасоматические); 10 — гематит-апатитовая порода; 11 — карстовые отложения; 12 — нижняя граница коры выветривания



Фиг. 3. Обобщенный профиль фосфатной коры выветривания

1, 2 — фосфориты (1 — желваковые, 2 — метасоматические); 3 — предполагаемый горизонт доломитизированных известняков, обогащенных фосфатным веществом

Геологическое строение и особенности распределения эндогенных золотых руд Кокпатаасского месторождения рассмотрены в многочисленных работах [1, 3]. Коротко отметим, что это месторождение относится к мурунтаусскому типу (золото-сульфидная формация) [3]. Эндогенное гидротермальное оруденение приурочено к зонам березитизации и лиственитизации в углеродистых сланцах среднего карбона. Золото в основном тонкодисперсное и заключено в сульфидах. Его пробы в обособлениях, извлеченных из пирита, составляет 842—894, а из арсенопирита — 945—980.

Среди золоторудных объектов Кокпатаасского рудного поля особо выделяется Центральный участок. Здесь, в отличие от всех остальных участков, золоторудные тела и вмещающие породы претерпели интенсивное выветривание, сопровождавшееся полным окислением сульфидов. По аналогии с площадной корой выветривания, известной в смежных районах, возраст выветривания пород, слагающих Центральный участок, также устанавливается как мел-палеогеновый. На южном фланге участка в непосредственной близости к окисленным первичным золоторудным телам находятся залежи гипергенных фосфоритов.

Выделяют несколько типов фосфатных пород, резко различных между собой по составу, структуре, генезису, содержанию пентаоксида фосфора и золота (фиг. 1, 2, табл. 1): 1) осадочные кремнисто-карбонатные фосфориты (в табл. 1 отсутствуют); 2) гипергенные метасоматические полосчатые фосфориты; 3) гипергенные желваковые фосфориты; 4) гипергенные гематит-апатитовые массивные породы; 5) карстовые фосфоритовые желваки; 6) карстовые фосфоритовые глинисто-алевритовые описанные рыхлые отложения.

Первые четыре типа в профиле выветривания находятся *in situ*, последние являются перемещенным фосфатным элювием.

Профиль фосфатной коры выветривания представлен на фиг. 2, 3.

Осадочные кремнисто-карбонатные фосфориты представляют собой субстрат, на котором развивается фосфатная кора выветривания. На поверхности они нигде не обнажаются, канавами и скважинами колонкового бурения не вскрыты. Об их наличии и составе можно судить лишь по данным шарошечного бурения и реликтовым обломкам, обнаруживаемым в вышележащих метасоматических фосфоритах. Опробование материала шарошечных скважин, пробуренных во время разведки Центрального участка на золото геологами Кокпатаасской ППРЭ, показывает высокую карбонатность толщи и повышенные (до 10%) по сравнению с обычными известняками содержания пентаоксида фосфора. Эти данные вполне укладываются в описание гипергенных фосфоритовых шпал [2], источником для формирования которых служили аналогичные по составу породы.

Гипергенные метасоматические фосфориты представляют собой полосчатую пористую породу розовато-серых оттенков. Ее основная масса сложена удлиненными конкреционными строениями мелкими (до 0,5 см) розовыми стяжениями. Внутри стяжений при больших увеличениях (>200 раз) можно наблюдать изометричные с радиально-лучистым строением оолиты апатита размером в сотые доли миллиметра. Пространство между стяжениями заполнено хорошо раскристаллизованным апатитом с гранобластовой структурой. Иногда в профиле встречаются удлиненные обломки коричневатой, скрытокристаллической породы, вероятно, унаследованные от субстрата. Их размер достигает 2—3 см

Результаты рентгеноспектрального силикатного анализа

Номер образца	Порода	Минеральный состав	Au	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃
101—90	Гипергенный метасоматический фосфорит	Фтор-апатит	1,5	Не обн.		0,32
69—90	Гипергенный желваковый фосфорит	Фтор-апатит, кальцит, гидрослюда	0,01	2,07	0,08	1,73
99—90	Апатит-гематитовая порода	Гематит, карбонат-гидроксил-апатит	0,1	Не обн.		0,50
70—90	Карстовые фосфоритовые желваки	Фтор-апатит, кварц, кальцит, гидрослюда	0,007	18,24	0,04	1,42
49—3—8 [4]	Карстовые фосфоритовые глинисто-алевритовые огипсованные рыхлые отложения	Кварц, гипс, фтор-апатит, каолинит, гидрогетит	0,007	Не опр.		1,53

Примечания. Все анализы выполнены в лаборатории ВСЕГЕИ на приборе СРМ-25. Минеральный состав определен по данным рентгеновского анализа, а также по шлифам. Содержания золота, определенные атомно-абсорбционным анализом, приведены в г/т, остальных компонентов — в %. Не обн. — содержание компонента ниже предела чувствительности прибора.

по длинной оси и 1—2 см по короткой. Обломки заключены в тонкую (0,5—1 мм) оболочку полупрозрачного апатита. На контакте с изотропной массой видно, что последний развивается за ее счет. Удлинение обломков совпадает с общим направлением полосчатости в породе, а последняя ориентирована согласно простираанию толщ, слагающих участков.

Исключая обломки, эта порода практически полностью сложена фторапатитом (см. табл. 1).

Гипергенные желваковые фосфориты представляют собой тяжелую, с многочисленными пустотами породу розовых оттенков. Размер отдельных желваков колеблется от 1 до 20 см в поперечнике. Желваки легко отделяются друг от друга; пространство между ними заполнено ожелезненным апатит-карбонатно-глинистым веществом. Стенки пустот в желваках выполнены полупрозрачным фтор-апатитом. Ядра желваков имеют конгломератовидное строение и сложены 1,5—2-сантиметровыми конкрециями апатита. Конкреции образованы отдельными концентрическими слоями апатита. По данным силикатного и рентгенографического анализов (см. табл. 1 и табл. 2), желваки имеют фактически мономинеральный (фтор-апатитовый) состав. В шлифах видно, что зерна апатита образуют два типа структур — гранобластовую (в центре желваков) и крустификационную (в концентрических слоях). Размер индивидов в обоих случаях составляет 0,1—0,5 мм. Максимальных размеров (до 1—2 мм) апатит достигает в наружных конкреционных слоях.

Иногда в строении профиля выветривания участвуют гематит-апатитовые породы (см. фиг. 2). Это красные, тяжелые, скрытокристаллические массивные породы, существенно железистые, трещиноватые (направление трещин совпадает с общим простираанием пород). Трещинки выполнены полупрозрачным апатитом. По данным силикатного и рентгенографического анализов (см. табл. 1), эта порода почти на 40% сложена гематитом и на 60% — апатитом. Измерения параметров элементарной ячейки апатита (см. табл. 2) показали, что это карбонат-гидроксил-апатит. В шлифах гематит и апатит образуют тонкодисперсную, почти изотропную, малопрозрачную массу. Иногда можно наблюдать овоидные сгустки этой смеси. Лишь в трещинах апатит обособляется и образует крустификационное их выполнение аналогично апатиту из желваковых фосфоритов.

Похожие породы были встречены Р. К. Пауль (ГИН РАН) в Забайкалье (устное сообщение), в разрезе ордовика, где железисто-фосфоритовые породы образуют панцирный покров мощностью в первые метры, приуроченный к стратиграфическому перерыву (палеоповерхности). Иногда в зонах трещиноватости железисто-фосфоритовые породы проникают вглубь от поверхности на 3—5 м своеобразными клиньями. Р. К. Пауль считает, что покров соответствует палеопочвенному горизонту. Возможно, что и нами встречены рудименты клиньев от подобного железисто-фосфоритового панциря.

Карстовые фосфоритовые желваки и карстовые глинисто-алевритовые отложения выполняют карстовые депрессии (см. фиг. 1, 2). Желваки по размерам, морфологии и структуре в общем аналогичны таковым в желваковых фосфоритах. По составу они отличаются значительно большим количеством примесей (см. табл. 1).

Иногда среди фосфатоносных толщ профиля выветривания встречаются обломки существенно кварцевых пород, в значительной степени замещенные апатитом. По-видимому, такие обломки некогда слагали кварцевые жилы, которые в результате выветривания были дезинтегрированы и метасоматически замещены гипергенными апатитом.

Золото по разным типам фосфоритовых пород распределено неравномерно (см. табл. 1). Основное

пород золото-фосфатоносной коры выветривания

Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Ппп	Σ
0,37	Не обн.		0,39	56,36	Не обн.	0,05	41,59	1,17	100,35
1,87	»		0,56	53,12	0,28	0,30	38,41	1,89	100,31
38,78	Не обн.	0,03	0,56	29,24	0,21	0,06	27,47	2,87	99,75
1,06	Не обн.		0,40	44,68	Не обн.	0,23	32,53	1,78	100,38
8,20	Не обн.	Не опр.	0,20	29,28	Не опр.		4,64	17,50	—

Таблица 2

Результаты определения параметров элементарной ячейки апатитов*

Порода	Параметры ячейки		Тип апатита
	a, Å	c, Å	
Желваковый фосфорит	9,367±0,001	6,889±0,001	Фтор-апатит
Гематит-апатитовая порода	9,339±0,001	6,888±0,001	Карбонат-гидроксил-апатит
Матасоматический фосфорит	9,357±0,002	6,890±0,002	Фтор-апатит

* Анализ выполнен Т. А. Лукьяновой (ВСЕГЕИ).

его количество (до 1,5 г/т) сосредоточено в метасоматических фосфоритах. Золото в них, вероятно, находится в сростаниях с апатитом. С помощью сепарирования в ультратяжелых жидкостях из протолочек было выделено и изучено самородное золото.

По классу крупности оно относится к очень мелкому (0,05—0,1 мм). Морфологически представляет собой пластинчатые, проволочковидные или дендритовидные агрегаты. Интересно строение дендритовидного золота. Это как бы веточки, каждый отдельный «сучок» которых заканчивается либо округлым, либо октаэдрическим, скипетровидным обособлением. Похожую скульптуру поверхности образует и пластинчатое золото, правда, в этом случае раскристаллизация до октаэдров еще не дошла, остановившись на округлых, почковидных обособлениях, слагающих поверхности пластинок.

Изучение химического состава золота проводилось на микрозондовом анализаторе MS-46 (аналитик О. А. Яковлева). Пробность золота достигает очень больших (995—997) значений, что среди эндогенного оруденения Кокпатаса никогда не отмечалось.

Следующими по золотоносности являются гематит-апатитовые породы (до 0,1 г/т). Крупных выделений самородного золота в них обнаружить не удалось. По всей видимости, золото в апатит-гематитовых породах находится в тонкодисперсном виде, среди скрытокристаллических агрегатов апатита и гематита.

В желваковых фосфоритах содержания золота не поднимаются выше сотых долей граммов на тонну, а в породах, выполняющих карстовые депрессии, практически не превышают кларковых значений.

* *

Анализ распределения золота в фосфатоносном профиле выветривания позволяет сделать следующие предположения.

На Центральном участке Кокпатаасского золоторудного месторождения найдены гипергенные фосфориты, содержащие промышленно значимые концентрации золота. Возможно, это произошло благодаря интенсивному выветриванию в мел-палеогеновое время фосфатных и золотоносных пород, которое привело к перераспределению вещества: формированию залежей гипергенных фосфоритов на породах, первично обогащенных фосфором, мобилизации и перетолжению гипергенного золота. Метасоматические фосфориты среди выветривающихся толщ служили сорбционным барьером, на котором происходила садка основных количеств гипергенного золота.

Список литературы

1. Гуреев В. Ф., Зверева Е. А. Особенности поведения золота в зоне окисления вкрапленных пирит-арсенопиритовых руд Кокпатаасского рудного поля//Тр. ЦНИГРИ. 1971. Вып. 96. Ч. 1. С. 98—109.
2. Занин Ю. Н. Геология фосфатоносных кор выветривания и связанных с ними месторождений фосфатов. М.: Недра, 1969. 160 с.
3. Золоторудные месторождения СССР. Т. 2/Под ред. Нарсеева В. А. М.: ЦНИГРИ, 1986. 288 с.
4. Михайлов Б. М., Николаев В. А. Гипергенные фосфоритовые руды в горах Букантау (Северные Кызылкумы)//Литология и полез. ископаемые. 1987. № 6. С. 23—82.
5. Рожков И. С., Никитин Н. М., Ясырев А. П. Новые данные о золотоносности осадочных толщ центральной части Русской платформы//Докл. АН СССР. 1967. Т. 173. № 5. С. 1156—1159.
6. Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. М.: Изд-во АН СССР. 1955. 672 с.
7. Ясырев А. П. Желваковые фосфориты Русской платформы — промежуточный коллектор золота при россыпеобразовании//Докл. АН СССР. 1971. Т. 199. № 2. С. 452—455.
8. Ясырев А. П. О золотоносности мезозойских желваковых фосфоритов Русской платформы//Докл. АН СССР. 1969. Т. 185. № 6. С. 1354—1357.

ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург

Поступила в редакцию
22.VII.1992

УДК 553.632:551.736(474)

© 1994 Загородных В. А.

НОВЫЙ ТИП КАЛИЙНО-МАГНИЕВЫХ СОЛЕЙ В ЦЕХШТЕЙНЕ ЮЖНОЙ ПРИБАЛТИКИ

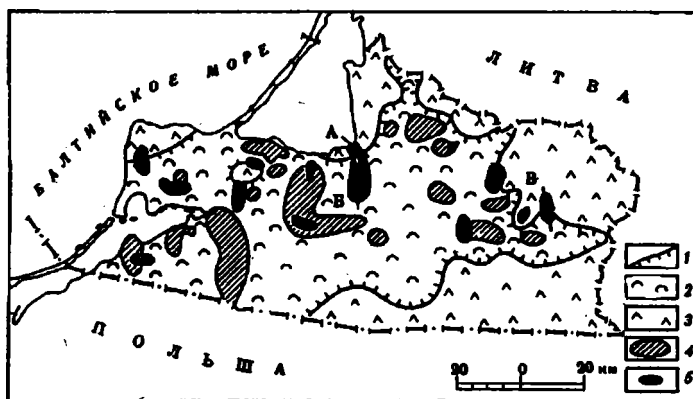
Калининградский (Калининградско-Гданьский) солеродный бассейн расположен в южной части Балтийской синеклизы — крупной отрицательной структуры на западе Восточно-Европейской платформы. Бассейн в контуре границ распространения соляной толщи находится в основном в пределах Калининградской области Российской Федерации и лишь в юго-западном направлении прослеживается на территории Польши. Площадь бассейна в пределах России составляет ~10 тыс. км².

У контуров бассейна довольно сложная конфигурация (фиг. 1). Во внутренней его части редко, но встречаются отдельные «окна», где каменная соль отсутствует. Максимальная мощность соли достигает 214 м. В периферических частях, особенно в восточной и северной, залежь соли образует длинные узкие «заливы», возможно, представляющие собой серии лизно- и куполообразных, изолированных или полуизолированных одна от другой залежей.

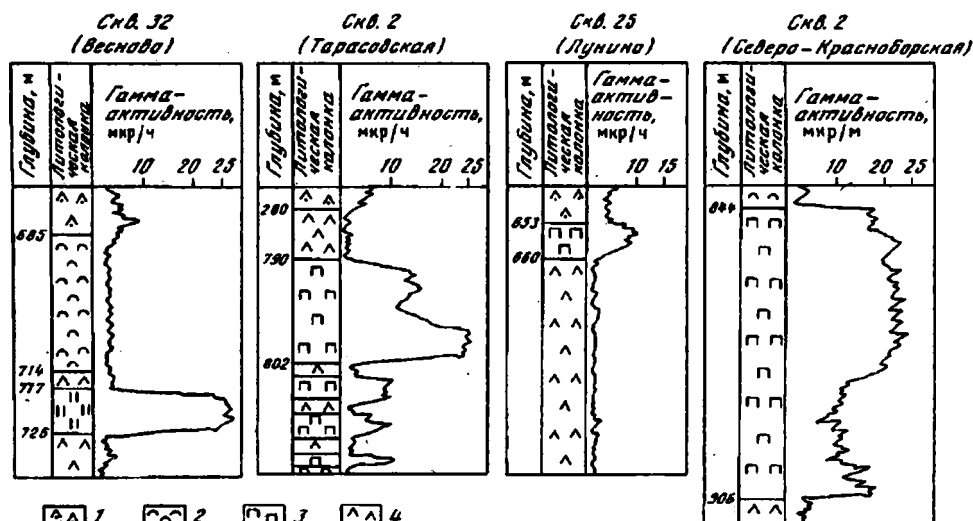
Глубина залегания соляной толщи увеличивается в направлении с северо-востока на юго-запад от 510 до 1230 м в соответствии с направлением регионального погружения фундамента и образований осадочного чехла. При анализе структурных планов подошвы и кровли соляной толщи отмечено более сложное строение первой, что связано, видимо, с дифференцированными движениями в период галогенеза, приводившими к усложнению дна солеродного бассейна, образованию изолированных и полуизолированных бассейнов усыхания, благоприятных для отложения калийных и калийно-магниево-хлоридных солей.

В полном соответствии с характером рельефа дна бассейна соленакопления изменяются мощности каменной соли. Наибольшие из них (Мамоновская, Зеленоградская, Дейминская, Большаковская, Черняховская впадины) связаны с участками максимального погружения дна бассейна, а в пределах этих субрегиональных впадин — с наиболее опущенными локальными тектоническими блоками. Галогенные отложения входят в состав казанского яруса верхней перми (прегольская и айстмарская свиты). Соли прегольской свиты сопоставляются с солями цикла Верра цехштейновских отложений Западной Европы, а соли айстмарской свиты, выделенные только в юго-западной части области (Мамоновская впадина), являются аналогом солей цикла Страссбург.

В настоящее время в пределах Калининградской области установлено 16 проявлений калийно-магниево-хлоридных солей приуроченных к галогенной толще прегольской свиты (см. фиг. 1). Эти соли представлены как бессульфатными разностями (сильвин, карналлит), так и сульфатными (полигалит,



Фиг. 1. Схематическая карта перспектив калиеносности Калининградского солеродного бассейна
1 — граница распространения верхнеермской соляной толщи; 2 — каменная соль; 3 — ангидриты;
4, 5 — проявления калийно-магниевых солей (4 — галогенной стадии, 5 — сульфатной)



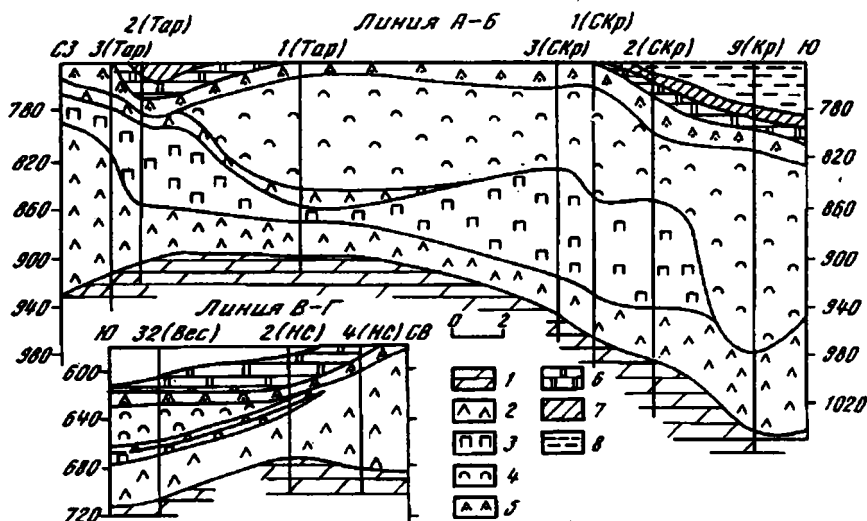
Фиг. 2. Геолого-геофизические колонки отложений прегольской свиты
1 — надсолевые ангидриты; 2 — каменная соль; 3 — полигалиты; 4 — подсолевые ангидриты

клизерит). Встречаются также смешанные двойные соли (каинит). Характеристика проявлений калийно-магниевых солей данного типа приведена в работах [2—5].

Галогенная толща прегольской свиты залегает на разновозрастных ангидритах серого и голубовато-серого цвета, мощность которых чаще всего не превышает 50 м. Однако встречаются участки, где мощность их иногда достигает 150—180 м. Эти участки слагают так называемые «ангидритовые валы». Эти внутрибассейновые образования обычно ограничивают субрегиональные впадины.

Предполагается [1], что ангидритовые валы образовались в первоначально мелководном прегольском бассейне на относительно приподнятых участках дна как внутри, так и вдоль его краевых частей. Это происходило в результате большой скорости ангидритообразования на приподнятых участках по сравнению с окружающими более глубоководными условиями будущих солеродных впадин. Зоны мелководья внутри бассейна, обнаруживающие генетическую связь с зонами поднятий в позднем палеозое, в таком случае были геоморфологическим выражением этих положительных структур в рельефе дна прегольского бассейна. Таким образом, ангидритовые валы в период их образования являлись структурами, на которых региональное прогибание компенсировалось ангидритонакоплением, в то время как прилегающие впадины представляли собой области некомпенсированного опускания. Их заполнение происходило в последующий период соленакопления, на завершающем этапе которого дно бассейна было выровнено и отдельные солеродные впадины слились в единый бассейн седиментации соли.

При геофизических исследованиях структурных, параметрических и поисковых на нефть скважин, расположенных вблизи ангидритовых валов, была установлена повышенная гамма-активность в при-



Фиг. 3. Литолого-геологические разрезы верхнепермских отложений

1 — доломитизированные известняки новоякманской свиты; 2—5 — отложения прегольской свиты (2 — подсолоневые ангидриты, 3 — полигалиты, 4 — каменная соль, 5 — надсолоневые ангидриты); 6 — доломиты жалтырайской свиты; 7 — отложения айстмарской свиты (глины, ангидриты, доломиты); 8 — отложения нижнего триаса (глины, аргиллиты). Сокращения: Тар — Тарасовские, СКР — Северо-Краснобorsкие, Вес — Весново, НС — Ново-Серебрянская

кровельных зонах подсолоневых ангидритов (фиг. 2). Природа этих аномальных зон (10—25 мкр/ч на общем фоне ангидритов 1,5—3 мкр/ч), объяснялась вначале повышенным содержанием в них радиоактивного изотопа ^{40}K . Предполагалось при этом, что повышенное содержание калия связано здесь с интервалами глинистых ангидритов, так как этот элемент при перемещении легко поглощается глинами. Позднее было обращено внимание, что ядерный материал, представленный ангидритами с повышенной гамма-активностью, «распушился». Из скв. 25 (Лунино) и 32 (Весново) были отобраны пробы «распушенного ангидрита» на химический анализ. Исследования проб выполнены в физико-химической лаборатории ВНИИгальургии. Результаты анализа водной и солянокислой вытяжек показали, что проанализированные пробы представлены полигалитом и полигалитсодержащими ангидритами и являются по существу калийно-магниевыми рудами (таблица). Таким образом, в цехштейне Калининградского соленосного бассейна в отложениях цикла Верра был выявлен новый тип бесхлорных калийно-магниевых солей, приуроченных к сульфатной (ангидритовой) толще. Образование этих солей предшествовало стадии хлоридного галогенеза и завершало стадию сульфатного.

Из приведенных данных видно, что содержание полигалита в ангидрите ориентировочно колеблется в пределах 35—85%. Некоторое избыточное содержание MgSO_4 по сравнению с теоретическим химическим составом полигалита, а также наличие небольшой примеси хлористого калия позволяют предположить присутствие в проанализированных калийно-магниевых рудах кизерита и каинита. Содержание нерастворимого остатка в пробах не превышало 0,16%. Соли нерастворимые.

Содержание полигалита в ангидритовой толще находится в прямой зависимости от гамма-активности. Так, если максимальная гамма-активность ангидритов по скв. 25 (Лунино) составляет 9 мкр/ч, то содержание полигалита находится в пределах 35—40%, а по скв. 32 (Весново) — соответственно 28 мкр/ч и 50—85%.

В результате анализа материалов геофизических исследований структурных, параметрических и поисковых на нефть скважин в пределах Калининградского соленосного бассейна установлено более 10 проявлений калийно-магниевых руд сульфатной стадии галогенеза. Все они так или иначе тяготеют к зонам развития ангидритовых валов (фиг. 3), которые, видимо, играли роль геохимических барьеров. В настоящее время калиеносность прямыми методами установлена только в двух проявлениях. Остальные проявления выделены косвенным методом по данным гамма-каротажа. Опробовать их не представляется возможным, так как скважины проходились без отбора кернa.

Глубина залегания кровли вновь установленного типа калийно-магниевых руд колеблется от 600 м (на северо-востоке области) до 1370 м (на юго-западе). Мощность этих солей изменяется в широких пределах (от 5 до 90 м).

Наибольший интерес представляет крупное Восточно-Полесское проявление, вскрытое шестью скважинами (Тарасовские 1—3 и Северо-Краснобorsкие 1—3). Площадь проявления составляет ~80 км²; средняя мощность полигалитовых руд — 58 м. Прогнозные ресурсы (категория Рз) при объемной массе руды 2,5 т/м³ оцениваются в 3 млрд. т (с учетом коэффициента достоверности 0,5). Средняя глубина кровли рудного тела составляет 840 м. Интересными в промышленном отношении могут быть и более мелкие проявления, установленные на севере области, залегающие на глубинах 600—700 м, вполне доступных для подземной отработки.

**Солевой состав калийно-магневых руд сульфатной толщи
цикла Верра, %**

Соли	Скв. 25 (Лунино) (2)	Скв. 32 (Весново) (6)
CaSO ₄	72,89—79,86	51,17—68,85
MgSO ₄	7,33—10,20	11,49—18,81
K ₂ SO ₄	9,78—13,06	15,22—24,11
KCl	0,57—0,91	0,10—0,69
CaCO ₃	0,08—0,18	0,00—0,58

Калийно-магневые руды установленного типа могут использоваться в сельском хозяйстве в качестве высококачественного удобрения без предварительной химической переработки и обогащения. Путем простого помола данные руды могут служить хорошим бесхлорным (что особенно важно) калийным удобрением. Любое содержание примеси ангидрита не будет играть негативной роли, скорее наоборот.

Выявленный новый тип калийно-магневых руд в пределах Калининградского соленосного бассейна может служить основанием для коренной переоценки этого региона в качестве сырьевой базы минеральных удобрений на западе России. По предварительной оценке, прогнозные ресурсы этого типа солей превосходят ресурсы ранее выделенных здесь проявлений калийно-магневых солей, приуроченных к галогенной толще.

Список литературы

1. Берзинь Л. Э., Канев С. В. Особенности строения и структурно-литологические неоднородности верхнепермской галогенной формации в юго-восточной части Балтийской синеклизы // Условия образования чехлы и структур Прибалтики. Рига: Зинатне, 1981. С. 90—100.
2. Корневский С. М., Казанов Ю. В., Протопопов А. Л. Калиеносность цехштейновых галогенных отложений Прибалтики // Литология и полез. ископаемые. 1980. № 6. С. 116—121.
3. Корневский С. М., Протопопов А. Л., Шаповров А. А. Залежи каинитовой породы с цехштейне Прибалтики // Литология и полез. ископаемые. 1983. № 1. С. 71—80.
4. Сувейэдис П. И. Стратиграфия пермских отложений Прибалтики // Материалы по стратиграфии Прибалтики. Вильнюс: Минтис, 1976. С. 86—87.
5. Шаповров А. А., Загородных В. А., Топорский В. Б. Прогнозные ресурсы калийно-магневых солей Калининградской области // Прогнозные ресурсы полезных ископаемых Прибалтики. Рига: Зинатне, 1988. С. 76—85.

Калининградская гидрогеологическая
экспедиция

Поступила в редакцию
29.III.1993

УДК 551.32(470.13)

© 1994 Андренчева Л. Н.

ПИТАЮЩИЕ ПРОВИНЦИИ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА ФОРМИРОВАНИЕ СОСТАВА МОРЕН ТИМАНО-ПЕЧОРО-ВЫЧЕГОДСКОГО РЕГИОНА

Известно, что вещественный состав морен формируется в процессе экзарационно-аккумулятивной деятельности покровного ледника и контролируется особенностями состава пород центров оледенений, областей транзита и локальными особенностями подстилающих пород (удаленных, транзитных и местных) питающих провинций. Литологический состав основных морен, таким образом, обусловлен суммарным влиянием этих провинций. Характерными его чертами являются сложное и изменчивое сочетание местного и дальнепринесенного материала различного гранулометрического и вещественного состава, зависящее от ряда факторов: динамики ледникового покрова, рельефа подстилающих отложений и др. Исследования, проведенные в пределах региона, показывают, что сочетания эти закономерны и обычно проявляются в территориальных и возрастных особенностях морен. В задачи наших исследований входило выявление таких закономерностей в составе морен региона, а также оценка степени влияния материала питающих провинций на формирование их вещественного состава. Было проведено комплексное литологическое изучение всего гранулометрического спектра валунных суглинков из естественных разрезов и скважин Печорской низменности и долины р. Вычегды, в

которых вскрываются отложения трех ледниковых горизонтов: печорского (днепровского) и вычегодского (московского), а на севере региона — верхнеплейстоценового полярного (осташковского). Стратиграфическая позиция этих горизонтов в ряде опорных разрезов установлена результатами палеомикротериологического и палинологического анализов межморенных осадков.

Формирование морен связано с различными питающими провинциями. В печорское (днепровское) время рассматриваемая территория перекрывалась ледниками Пай-Хой-Новоземельской [1, 11, 18] и в меньшей степени Полярноуральского [10] центров. Вычегодская (московская) морена образовалась при участии двух питающих провинций. Северо-западная часть Печорской низменности (бассейны рек Лан, Серчейю, Черной и нижней Печоры), а также бассейн р. Вычегды были ареной развития ледника Фенноскандинавского центра, что подтверждает широко известные представления С. А. Яковлева [18] и других исследователей, а северо-восточная и восточная части Печорской низменности — Полярного и Приполярного Урала [1, 4, 10]. В полярное (осташковское) время ледниками перекрывалась только северная часть Печорской низменности. Снос терригенного материала осуществлялся, по нашим данным [1], также из различных областей питания: на правобережье нижней Печоры (в бассейнах рек Лан, Шапкиной, Черной) из Фенноскандинавской, на востоке (в бассейне р. Адзвы) — Пай-Хой-Новоземельской.

Необходимо отметить, что относительно роли центров оледенений, так же как и по вопросу границ оледенений и распространения в регионе морены лайского (подпорожского, б. калининского) возраста, мнения исследователей расходятся [6, 12, 13], что обусловлено недостаточной изученностью вопросов.

Реализация поставленной задачи потребовала обобщения данных литологического состава пород питающих провинций (удаленных, транзитных и местных), изученных, как оказалось, с различной детальностью и полнотой.

Для северо-восточной (Пай-Хой-Уральско-Новоземельской) питающей провинции характерен прежде всего комплекс палеозойских осадочных образований (терригенных и карбонатных) с высокой концентрацией в тяжелой фракции эпидота (до 50%) и значительными содержаниями рудных минералов, граната, циркона, рутила, турмалина, хлорита, сидерита, флюорита. Типичны для этой провинции темноокрашенные (до черных) битуминозные силурийские известняки с фауной кораллов и туфогенные песчаники. Важное значение при палеогеографических построениях имеют локально развитые в южной части Северного острова Новой Земли мраморовидные криноидно-мшанковые розовые известняки ордовикского, возможно, раннесилурийского возраста (определения Л. В. Нехорошевой). Весьма характерный внешний облик и узлолокальное распространение позволяют квалифицировать эти породы как руководящие валуны для морен северо-восточной области сноса. Здесь широко развиты метаморфические породы, представленные серией кристаллических сланцев, кварцитов, перемежающихся с кислыми и основными эффузивами и туфогенными образованиями, а также зелеными сланцами, для которых весьма характерны эпидот и хлорит. В пределах Полярного и Приполярного Урала значительно распространены магматические породы. Основную роль среди эффузивов играют различные порфиристы. Интрузивные породы представлены дунитами, перидотитами, габбро, диоритами, амфиболитами, а также огнейсованными гранитами. Минеральный спектр магматического комплекса характеризуется высокими содержаниями рудных минералов, пироксенов, амфиболов, граната, циркона, рутила, турмалина, сфена [5, 16, 17].

Для Северо-Западной (Фенноскандинавской) области питания характерен комплекс докембрийских магматических и метаморфических пород, среди которых резко доминируют кислые интрузии, гнейсы, гранито-гнейсы, амфиболиты. Основные и щелочные интрузии, а также метаморфические образования протерозоя имеют подчиненное значение. Руководящими валунами морен, связанных с этой питающей провинцией, являются нефелиновые сиениты. В тяжелой фракции указанного комплекса пород преобладают амфиболы, гранат; установлены эпидот, рудные, пироксены, циркон, апатит, ставролит, силлиманит, дистен [7].

На формирование вещественного состава морен немалое влияние оказывали породы Тиманского кража и п-ова Канин — областей транзита плейстоценовых ледников. В Канино-Тиманском регионе широко распространены палеозойские образования, представленные в основном кластогенными породами: туфогенными и полимиктовыми песчаниками, гравелитами, конгломератами, туффитами, кварцито-песчаниками. Характерны слаболифтированные среднедевонские кварцевые песчаники с высоко устойчивым минеральным комплексом. В целом для пород палеозоя выделяется широкий спектр тяжелых минералов, основными из которых являются рудные, циркон, лейкоксен и другие титановые минералы, гранат, эпидот, реже — апатит, монацит, щелочные амфиболы [8]. Кроме того, относительно широко развиты метаморфические образования рифея: глинистые, кварцево-слюдистые, биотит-ставролитовые и тальк-хлоритовые сланцы, алевролиты, песчаники с повышенными содержаниями граната, турмалина, циркона, а также ставролита, силлиманита, дистена. Руководящие тиманские породы представлены агатсодержащими базальтами.

Мезенская синеклиза является, с одной стороны, областью транзита фенноскандинавских ледников, а с другой — поставщиком местного обломочного материала для формирования морен в бассейне р. Вычегды. Коренные породы представлены здесь палеозойским карбонатным комплексом: известняками, доломитами, ангидритами, гипсами, а также терригенными породами перми, триаса и юры: серо-, красно- и пестроцветными глинами, алевролитами, песками, песчаниками. Для келловейских образований верхней юры характерны черные глины с конкрециями пирита и сидерита. Тяжелая фракция пермских пород, по данным Г. М. Немцовой [14], обогащена рудными минералами (до 50%), гранатом (до 38%), эпидотом (до 20%), сидеритом (до 14%). В минеральном составе триасовых отложений преобладают сидерит (до 37%), эпидот (до 35%), рудные (до 17%), пирит (до 12%). В породах средней юры повышены содержания дистена (до 25%), граната (до 23%),

рудных (до 22%). В келловейских глинах абсолютно доминирует пирит, составляющий до 97% тяжелой фракции.

Дочетвертичные породы северной части Печорской низменности, включая широтный отрезок р. Печоры и нижнее течение средней Печоры, представлены песчано-глинистыми образованиями мезозоя, преимущественно позднеюрского и раннемелового возраста, и развитыми фрагментарно средне- и верхнеюрскими породами. В бассейне средней Печоры (южнее г. Печоры) отложения плейстоцена контактируют с пермо-триасовыми терригенными образованиями. В бассейне р. Адзвы доплейстоценовые отложения представлены разнообразным по составу комплексом палеозойских и мезозойских пород, слагающих гряды Чернышева. Терригенные отложения перми, триаса и юры развиты и в бассейне р. Вычегды.

Сводка по литологическому составу мезозойских пород Печорской низменности составлена по материалам собственных исследований, фондовых отчетов ВНИГРИ и опубликованным данным [9].

Отложения средней юры представлены песками и алевроитами, для тяжелой фракции которых характерна эпидот-ильменитовая ассоциация минералов с повышенными содержаниями циркона, а в западной части региона — граната. Иногда в значительных количествах фиксируются турмалин, дистен, ставролит.

В составе верхней юры выделяются келловейский, оксфордский и волжский ярусы.

Келловейский ярус сложен глинами с прослоями песков, алевролитов, песчаников, в минеральном спектре преобладают ильменит, эпидот, циркон, на западе региона — гранат. В отдельных разрезах повышены содержания рутила, турмалина, сфена. Характерны мелкие стяжения и скопления пирита, а также пиритовые конкреции.

Отложения *оксфорда* представлены терригенными и в меньшей степени карбонатными породами с многочисленными остатками морской фауны. Для всех типов пород характерен глауконит, составляющий значительную часть легкой фракции, а в тяжелой преобладают рудные (>50%) и циркон (до 27%).

Волжский ярус сложен в основном морскими глинистыми породами с прослоями глауконитового песчаника. Для тяжелой фракции характерна циркон-ильменитовая ассоциация минералов, иногда с повышенными содержаниями лейкоксена (до 37%) и рутила (до 12%).

Нижнемеловые отложения представлены в объеме валанжинского, нерасчлененных готерив-баремского и апт-альбского ярусов.

Валанжинский ярус сложен морскими терригенными образованиями с высокими содержаниями глауконита (до 15—45%). В составе тяжелой фракции преобладают черные рудные (55—70%), циркон и гранат.

Отложения *готерива и барема* представлены темными глинами с линзами глауконита и карбонатными конкрециями. Для тяжелой фракции характерна пирит-ильменитовая минеральная ассоциация.

Отложения *апта и альба* отличаются от подстилающих пород широким развитием алевроитов, песков, слабосцементированных алевролитов и песчаников и подчиненным значением глин. Отложения содержат глауконит, тяжелая фракция характеризуется эпидот-амфиболовой ассоциацией минералов. Содержание амфиболов отчетливо понижается с запада на восток.

В бассейне р. Адзвы плейстоценовые осадки контактируют как с отложениями мезозоя, так и с терригенными и карбонатными породами палеозоя.

Нижняя часть разреза триаса представлена зеленовато-серыми песками, песчаниками и конгломератами, верхняя — красноцветными глинами, песками, галечниками. Для отложений перми характерны карбонатные породы, песчаники, пестроцветные мергели и красноцветные глины. Каменноугольные, верхнедевонские и верхнесилурийские образования представлены известняками, отложения среднего девона — кварцевыми песчаниками с прослоями конгломератов. В тяжелой фракции терригенных пород гряды Чернышева резко преобладает эпидот при подчиненном значении других минералов. Для отложений триаса, юры, мела обычно довольно значительные содержания аутигенных пирита и сидерита, а в легкой фракции — глауконита.

Наибольшее влияние местные породы оказывали на формирование нижних горизонтов морен, что отчетливо и закономерно проявляется в территориальной изменчивости их гранулометрического состава. В направлении с севера на юг он грубеет и связано это главным образом с различиями в составе местных подстилающих отложений. Увеличение глинистости морен вверх по стратиграфическому разрезу, наблюдаемое повсеместно, отражает связь более молодых морен с плейстоценовыми межморенными осадками.

Влияние местных пород на формирование минерального состава морен выражается в высоком (до 40%) содержании в тяжелой фракции пирита и сидерита, а в легкой части морен — глауконита. Кроме того, в минеральном составе морен находит отражение материал удаленных питающих провинций. Специфический признак печорской морены, связанной с северо-восточным центром оледенения, — высокие содержания эпидота и ильменита, тогда как в вычегдской морене северо-западной области сноса руководящие минералы фенноскандинавской питающей провинции, амфибол и гранат, составляют основу минералогического спектра. Особенно отчетливо это проявляется в разрезах бассейна р. Вычегды [3].

Повышенные содержания граната, эпидота и амфибола фиксируются в суглинках вычегдского горизонта бассейнов рек Адзвы и средней Печоры и районов, где они формировались за счет материала Полярного и Приполярного Урала.

Минеральный состав тонкодисперсной составляющей морен также отчетливо отражает связь с подстилающими отложениями. Так: в пелитовой фракции валунных суглинков, перекрывающих мезозойские глинистые породы существенно каолинистового состава, повышена доля каолинита.

Глинистая часть морен, залегающих на триасовых отложениях, обогащена смектитом. Вверх по стратиграфическому разрезу содержания этих минералов убывают, подчеркивая ослабление связи морен с коренными породами.

В составе валунно-галечного материала морен наряду с породами, экзотическими для рассматриваемых районов, всегда присутствуют обломки местных подстилающих пород, которыми наиболее обогащены нижние горизонты суглинков. На значительной части Печорской низменности в зоне широкого развития мезозойских отложений крупно-обломочный материал более чем на одну треть состоит из местных компонентов: различных песчаников, алевролитов, глинисто-карбонатных, пиритовых и сидеритовых конкреций, обломков каменного угля, окаменелой, сидеритизированной и пиритизированной древесины, ростров белемнитов и раковин аммонитов. На средней Печоре и в бассейне р. Адзвы в составе крупнообломочной фракции значительно участие местных верхнепалеозойских и мезозойских пород (до 40%). Такая тесная связь объясняется ассимиляцией ледником подстилающих пород.

Участие удаленных питающих провинций в формировании грубообломочной составляющей морен однозначно устанавливается по присутствию в печорской морене руководящих новоземельских розовых криноидно-мшанковых известняков. В вычегдской морене бассейнов нижней Печоры, Лам, Вычегды повышено содержание кристаллических пород, фенноскандинавское происхождение которых подтверждено результатами радиологического датирования [2], а также постоянно отмечаются нефелиновые сиениты Фенноскандии и агагтсодержащие базальты Северного Тимана. Для вычегдского моренного горизонта бассейнов рек Адзвы и средней Печоры характерна значительная (30—40%) примесь валунов магматических и метаморфических пород Полярного и Приполярного Урала.

В грубообломочном материале полярной морены северо-западной части Печорской низменности более половины всех обломков приходится на долю дальнепринесенных карбонатных пород и постоянно присутствуют валуны кристаллических пород Фенноскандии. Доминирующей ролью карбонатных пород (48—50%), а внутри этой группы высоким удельным весом темноокрашенных пай-хой-новоземельских известняков характеризуется полярная морена в бассейне р. Адзвы. Кроме того, в ней постоянно отмечаются розовые известняки с Новой Земли.

Таким образом, проведенные исследования показали, что влияние местных подстилающих пород на формирование литологического состава нижних горизонтов морен является определяющим. Вверх по стратиграфическому разрезу оно ослабевает, компенсируясь влиянием удаленных и транзитных питающих провинций. Соотношение дальнепринесенных и местных компонентов в разновозрастных горизонтах морен является устойчивым литостратиграфическим критерием. Установленная связь состава валунных суглинков и подстилающих пород — важный признак морен ледниковых покровов, сформированных на суше [15], и убедительно подтверждает их ледниковый генезис.

Список литературы

1. Андреева Л. Н. Основные морены Европейского Северо-Востока России и их литостратиграфическое значение. С.-П.; 1992. 124 с.
2. Андреева Л. Н., Андреев В. Л. Расчленение основных морен с помощью калий-аргонового изотопного датирования//Тр. Ин-та геол. Коми фил. АН СССР. 1983. Вып. 44. С. 29—30.
3. Андреева Л. Н., Гуслицер Б. И., Коноваленко Л. А., Кочев В. А. Средневерхнеплейстоценовые отложения нижней Вычегды//Тр. X геол. конф. Коми АССР. 1987. С. 150—155.
4. Астахов В. И. Уникальный памятник покровного оледенения в Уральских горах//Докл. АН СССР. 1974. Т. 219. № 3. С. 683—685.
5. Батурич В. П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1947. 335 с.
6. Бреслав С. Л., Заррина Е. П., Краснов И. И. Периодизация и геохронология позднего плейстоцена Северо-Запада европейской части СССР//Проблемы периодизации плейстоцена. Л. 1971. С. 124—137.
7. Вишняков С. Г. Область сноса обломочного материала, послужившего для накопления палеозойских отложений северо-западной окраины Подмосковной синеклизы//Тр. Воронеж. гос. ун-та. 1958. Т. 48. С. 15—27.
8. Кочетков О. С. Акцессорные минералы в древних толщах Тимана и Канина. Л.: Наука, 1967. 120 с.
9. Кравец В. С. Мезозойские отложения. Юра//Тр. ВНИГРИ. 1966. Вып. 245. С. 43—62.
10. Кузнецова Л. А. Плейстоцен Печорского Приуралья. Казань: Изд-во Казанск. ун-та, 1971. 122 с.
11. Лавров А. С. Древние оледенения северо-востока Русской равнины//Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1973. № 6. С. 29—38.
12. Лавров А. С. Баренцевоморско-Печорский ледниковый поток//Структура и динамика последнего ледникового покрова Европы. М.: Наука, 1977. С. 89—95.
13. Лавров А. С. Новоземельско-Колвинский ледниковый поток//Структура и динамика последнего ледникового покрова Европы. М.: Наука, 1977. С. 95—99.

14. Немцова Г. М. О вещественном составе основных морен бассейнов Северной Двины и Верхней Мезени//Бюл. комис. по изучению четвертичного периода АН СССР. 1973. № 40. С. 122—130.
15. Рухина Е. В. Литология ледниковых отложений. Л.: Недра, 1973. 176 с.
16. Рябченков А. С. Региональная основа и аспекты изучения валунного и минерального состава четвертичных отложений северо-восточной части Русской платформы//Сборник статей по геологии и гидрогеологии. М.: Недра, 1965. Вып. 4. С. 173—194.
17. Фишман М. В., Юшкин Н. П., Голдин В. А., Калинин Е. П. Минералогия, типоморфизм и генезис акцессорных минералов изверженных пород Севера Урала и Тимана. Л.: Наука, 1968. 250 с.
18. Яковлев С. А. Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины (Стратиграфия)//Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1956. Т. 17. 314 с.

Институт геологии Коми НЦ УРОРАН
Сыктывкар

Поступила в редакцию
24.II.1993

УДК 553.983 : 551.781.3(575)

© 1994 Музылёв Н. Г., Нишанходжаев Р. Н., Расулов У. М.,
Салибаев Г. Х., Ибрагимов Р. Н.

ВЕРХНЕПАЛЕОЦЕНОВЫЕ ГОРЮЧИЕ СЛАНЦЫ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Горючие сланцы Средней Азии, связанные здесь с отложениями сузакской свиты («ферганская» стратиграфическая схема) и ее аналогов, известны свыше 100 лет. При их изучении, имевшем преимущественно практическую направленность, установлена большая перспективность сланцев как комплексного сырья на органическое вещество и металлы. В частности, в сланцах выявлены высокие содержания Mo, W, Ni, Re, V, U [5 и др.].

Более общие вопросы, связанные с их генезисом, палеогеографическими условиями образования и др., рассматривались в очень немногих работах [6, 7 и др.].

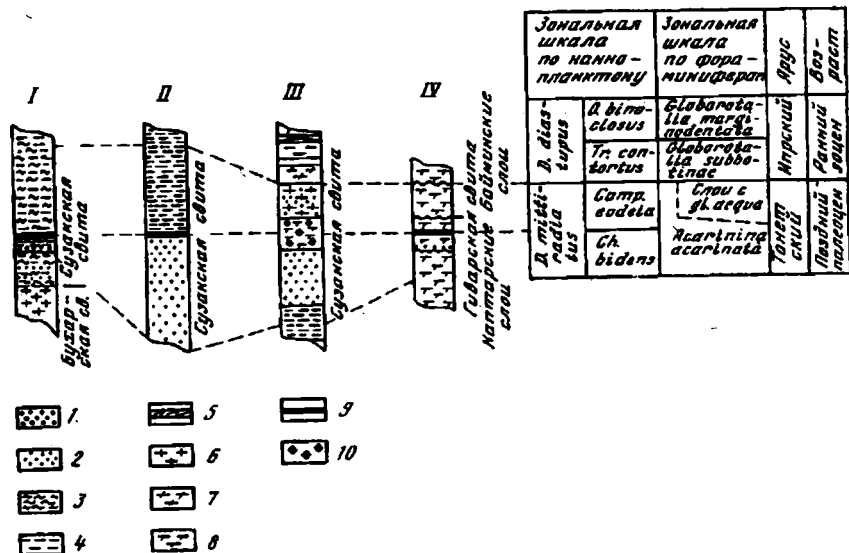
В настоящее время появилось немало новых данных, уточняющих стратиграфическое положение горючих сланцев Средней Азии, сведений об их фациальных аналогах в других регионах Юга бывшего СССР и о некоторых глобальных геологических событиях в этом временном интервале. В предлагаемой статье авторы попытались обобщить все эти новые материалы.

В последние годы в позднем палеоцене Крыма, Кавказа, Поволжья, Прикаспия, Устюрта, Средней Азии установлен эпизод стагнации, результатом которого было формирование синхронных отложений, обогащенных органическим веществом [3, 4, 14]. На значительной части Средней Азии содержание C_{org} в осадках столь высоко, что они переходят в горючие сланцы. Поскольку последние больше известны в литературе как «нижнеэоценовые», есть смысл начать обобщение с их действительного возраста.

Исследованиями многих специалистов уже давно установлена принадлежность горючих сланцев к отложениям слоев (зоны) *Globorotalia aequa* по фораминиферам. Этот стратиграфический интервал отечественными геологами традиционно рассматривался как нижний эоцен, а горючие сланцы — соответственно как «нижнеэоценовые». Однако к настоящему времени доказано, что слои *Gl. aequa* коррелируются с верхней частью верхнепалеоценовой фораминиферной зоны *Acarinina acarinata*. Изучение наннопланктона из ряда разрезов Таджикистана и Узбекистана, включающих горючие сланцы, и многочисленных разрезов других регионов Юга бывшего СССР с синхронными им осадками, обогащенными органическим веществом, подтвердило этот вывод. Во всех случаях интересующие нас отложения фиксируются в средней части верхнепалеоценовой наннопланктонной зоны *Discoaster multiradiatus*. Таким образом, принадлежность горючих сланцев Средней Азии к верхней части верхнего палеоцена является в настоящее время доказанным фактом (фигура).

Географически область распространения горючих сланцев охватывает значительную часть Туранской плиты и ее обрамления (Южные Кызыл-кумы, Бухаро-Каршинский регион, Таджикско-Афганская депрессия). С севера, востока и юга границы области совпадают (в первом приближении) с границами развития нормально морских осадков. Западная ее граница контролируется Приамударьинским разломом. Последний выполнял, видимо, роль какого-то барьера, структурно и гидрохимически обособившего область развития горючих сланцев от остальной акватории.

Макроскопически горючие сланцы представляют собой плотную глинисто-карбонатную породу, черного и матово-черного цвета, тонкослоистую и в выветренном состоянии листоватую, с многочисленными пиритовыми включениями. Усредненное соотношение минерального, карбонатного и органического компонентов составляет 5 : 3 : 2. В пределах месторождений содержание органического компонента увеличивается. Из органических остатков в сланцах присутствуют многочисленные динофлагелляты (они, видимо, главный, но не единственный поставщик планктогенного органического



Горючие сланцы и осадки, обогащенные органическим веществом, в верхнем палеоцене Средней Азии

I — Бухаро-Каршинский регион, II — Юго-Восточные Кызылкумы, III — Ферганская депрессия, IV — Таджикская депрессия.

1 — гравелиты; 2 — пески, песчаники, песчанистость; 3 — алевроиты, алевроитистость; 4 — глины, глинистость; 5 — прослои гипсов; 6 — известняки; 7 — мергели; 8 — карбонатные и слабокарбонатные глины; 9 — прослои горючих сланцев; 10 — слои, обогащенные органическим веществом

вещества), фораминиферы (в основном планктонные), зеленые водоросли, редкие пыльцевые зерна, скопления остатков рыб (чешуя, зубы, части скелетов) и др.

Мощность пласта колеблется от первых сантиметров до первых метров, но средние мощности определяются обычно интервалом от десятков сантиметров до 1,5 м. Содержание органического вещества может достигать 44%, но в среднем составляет 15–18%.

В пределах рассматриваемых палеобассейнов сланцы приурочены к их самым глубоким частям (хотя следует отметить, что глубины в целом были очень невелики и обычно не превышали десятков метров). В сторону мелководья содержание S_{org} в сланцах быстро падает, и они постепенно переходят в глины или карбонатные глины с повышенным содержанием S_{org} , которые, однако, сохраняют многие специфические признаки: заметно более темный (сравнительно со вмещающей породой) цвет, меняющийся от почти черного до разных оттенков коричневого, тонкослоистость и листоватость, рыбные остатки и пр. В свою очередь эти отложения фашиально замещаются пластами и залежами фосфоритов. Вертикальный интервал распространения последних, видимо, несколько больше, чем у горючих сланцев, и включает части осадков, непосредственно подстилающих и перекрывающих сланцы. Например, в Центральных Кызылкумах прослою горючих сланцев отвечает так называемый «четвертый фосфоритовый пласт» (гравийно-галечного типа) [8].

Интересны соотношения горючих сланцев с выше- и нижележащими отложениями. Их можно проанализировать на примере четырех регионов с различными типами осадконакопления.

Бухаро-Каршинский регион. Эта область развития горючих сланцев детально изучена по многочисленным скважинам и отдельным естественным обнажениям Р. Н. Нишанходжаевым. Вмещающие отложения представлены в основном бескарбонатными или слабокарбонатными фациями. В пределах пласта горючих сланцев карбонатность может возрастать, причем почти целиком за счет раковин планктонных фораминифер. В самом обобщенном виде разрез сузакских отложений имеет следующее строение. Над бухарскими известняками залегают: 1) с разрывом — бескарбонатные глины и алевролиты с малоомощными прослоями песка, кверху переходящие в алевролитовые глины (мощность до 6,5 м); 2) с разрывом — алевроиты и глины, в основании с зернами фосфорита, скоплениями раковин моллюсков или прослоев песка (мощность до 2 м); 3) нередко с разрывом — горючие сланцы (мощность от 0,2 до 0,7 м); в ряде разрезов наблюдается их трансгрессивное наложение на бухарские известняки; 4) согласно — бескарбонатные глинистые алевроиты и алевролиты.

Юго-восточные Кызылкумы [2]. В сузакских отложениях здесь выделяются две пачки: нижняя песчанистая и верхняя глинистая. В основании нижней пачки нередко есть прослой (до 3 м) гравелитов или конгломератов. Сама пачка представлена мелкозернистыми полевошпатными песками и песчаниками (до 30 м). Верхняя пачка (до 40 м) сложена глинами от серых до почти черных с прослоями алевролитов и песчаников. В основании она обогащена пиритом, рыбными остатками, растительным детритом. В отдельных прослоях (до нескольких метров) этой части пачки глины настолько насыщены органическим веществом, что переходят в горючие сланцы. Выше трансгрессивно лежат карбонатные осадки алайской свиты.

Ферганская депрессия. В сузакское время она отличалась исключительно мелководным типом осадконакопления. Собственно горючих сланцев здесь уже нет (видимо, из-за крайнего мелководья), но есть породы, обогащенные органическим веществом, синхронность которых горючим сланцам не вызывает сомнений. Этот регион необходимо рассмотреть, поскольку он считается стратотипическим для палеогена значительной части Средней Азии и поэтому хорошо известен многим геологам. Например, в одном из наиболее полных разрезов Шор-су наблюдается следующая последовательность отложений (сокращенное описание У. М. Расулова и Н. Г. Музылёва). Над гилсами Гознау (бухарская свита) вскрывается толща серых бескарбонатных глин, кверху постепенно темнеющих (до черных в отдельных прослоях) и приобретающих заметную листоватость (мощность ~20 м). Эта толща, возможно, еще относится к бухарской свите и соответствует ее верхней, «битуминозной» части более глубоководных разрезов. Выше залегают так называемые «сулюктинские песчаники»: серые алевролиты, переходящие в пески и рыхлые песчаники (мощность ~20 м). Следующая толща — «рыбные слои» О. С. Валова — используется как надежный корреляционный репер в палеогене Ферганской депрессии и является аналогом горючих сланцев более глубоководных регионов. Они представлены серыми слабокарбонатными глинами, в отдельных прослоях желтовато-коричневыми и коричневыми, тонкоглистчатыми, содержащими различные рыбные остатки (мощность ~10 м). Далее залегают массивные песчаные известняки и доломитовые известняки (~10 м), над ними — толща красно- и зеленовато-бурых мергелей с прослоями гипсов (~45 м). Вся эта последовательность перекрывается трансгрессивно залегающими карбонатными глинами алайской свиты.

Таджикская депрессия. Здесь верхнепалеогеновый интервал характеризуется преимущественно карбонатно-терригенными отложениями и содержит довольно разнообразные комплексы наннопланктона и планктонных фораминифер. Многочисленные разрезы депрессии, содержащие прослои горючих сланцев, подробно описаны в монографии [1], некоторые из них были впоследствии дополнительно изучены Г. Х. Салибаевым и Н. Г. Музылёвым.

Горючие сланцы приурочены здесь к отложениям гиварской свиты, которая по объему соответствует сузакской свите ферганской схемы. Горючие сланцы фиксируются в средней части каптарских (нижних) слоев горизонта. Отложения гиварского горизонта трансгрессивно лежат на мергелях каратагского горизонта и более древних породах. Нижняя (догорючесланцевая) часть каптарских слоев охарактеризована слабокарбонатными или реже бескарбонатными глинами (мощностью от нескольких до 30 м). Для многих относительно мелководных разрезов Таджикской депрессии типично погребение материала (вплоть до формирования гравелитов) в той части отложений, которая непосредственно подстилает горючие сланцы. Появление прослоев грубозернистых пород (но уже без гравелитов) в разрезах этого типа свойственно также и для отложений верхней части каптарских слоев, перекрывающих горючие сланцы. В более глубоководных разрезах (например, разрез Гуру-Фатма) ниже прослоя сланцев нередко фиксируется волнистая поверхность подводного размыва (без появления грубозернистых осадков).

Сам пласт горючих сланцев (мощностью в среднем от 0,5 до 1,5 м) легко выделяется на фоне вмещающих пород. Его нижняя граница очень резкая, верхняя — более постепенная, но также отчетлива. Отложения каптарских слоев трансгрессивно перекрываются карбонатными глинами байминских (верхних) слоев гиварского горизонта.

Выше отмечалось, что осадки, обогащенные органическим веществом и синхронные горючим сланцам, прослежены практически по всей территории Юга СНГ. Во всех случаях осадки представляют собой пласт, резко отличающийся от вмещающих пород своей окраской (от кофейной до почти черной), специфической листоватостью, нередко — присутствием рыбных остатков. Содержание C_{org} меняется от долей до нескольких процентов, мощность — от десятков сантиметров до первых метров. Следы размыва (прослои песков и песчаников, галька, фосфориты) в отложениях, непосредственно подстилающих пласт, равно как и трансгрессивное налегание пласта на более древние отложения, прослеживаются во многих разрезах. Характерно и другое. Во всех изученных разрезах сразу над пластом наблюдается резкое падение карбонатности (она почти целиком определяется присутствием в породе наннопланктона) и переход от карбонатно-глинистых разностей к глинистым и глинисто-кремнистым.

Таковы вкратце особенности залегания горючих сланцев Средней Азии и синхронных им осадков в других регионах Юга СНГ. Для удобства последующего обсуждения их можно сформулировать в виде следующих тезисов.

В верхней части верхнего палеогена южных районов СНГ фиксируются синхронные отложения небольшой мощности, обогащенные органическим веществом (от долей до десятков процентов).

К западу от Приамударьинского разлома содержание C_{org} в этих осадках резко возрастает и они переходят в фации горючих сланцев.

Формированию осадков предшествовали регрессия и четко выраженный разлом. Образование самих осадков связано с кратковременным, но мощным трансгрессивным импульсом. Сразу после него начался новый регрессивный этап, но сопутствующий ему размыв выражен заметно слабее.

Перейдем теперь к рассмотрению некоторых глобальных событий конца палеогена, а также палеогеографических условий в бассейнах Юга СНГ, могущих иметь отношение к формированию горючих сланцев.

Одно из наиболее интересных событий в изотопной летописи палеогена — резкая положительная аномалия ($2-2,5\%$) ^{13}C , наблюдаемая в конце палеогена, с последующим быстрым понижением значений в основании эоцена. Изотопный пик первоначально установлен в одном из разрезов Умбрии (Италия) [13], но только после его фиксации (и по планктонным и по бентосным фораминиферам) в многочисленных разрезах глубоководных океанических скважин [16] стала очевидной глобальная природа этой аномалии. Она заставляет искать некий резервуар, изолировавший огромные массы

органического вещества и находящийся вне систем, в рамках которых можно объяснить рутинные изменения в изотопной летописи (системы «океан — океан» или «поверхностные воды — глубинные воды») [15, 16]. Задача осложняется тем, что на континентах в осадках этого возраста нет крупных залежей угля, а в океанах не встречены фации «черных сланцев», могущих выполнить функцию этого резервуара [15].

Аномалия ¹³C и формирование осадков, обогащенных органическим веществом, на огромной территории Юга бывшего СССР, настолько синхронизированы, что в них нельзя не увидеть проявление одного и того же глобального события. Судя по литературным данным, рассматриваемый регион не единственный, где развиты верхнепалеоценовые осадки с повышенным содержанием ¹³C. Они, в частности, известны в Дании, Южном Средиземноморье, Новой Зеландии. Их направленным поиском никто пока не занимался, и можно не сомневаться, что реальная область их проявления еще обширнее. Вполне вероятно, что именно эти осадки и представляли собой искомый резервуар органического вещества, изъятие которого из общего круговорота углерода привело к изотопной аномалии.

Другая проблема, интересная с точки зрения изучения горючих сланцев Средней Азии, — это возможная связь между отчетливыми изменениями глубин палеобассейнов в периоды непосредственно до, во время и непосредственно после отложения сланцев с эвстатическими колебаниями. Один из последних вариантов эвстатической кривой для мезозоя — кайнозоя опубликован в работе [12]. Кривая с высокой надежностью скоррелирована с зональными шкалами по микрофауне и наннопланктону. В верхней части верхнего палеоцена, в интервале зоны *Discoaster multiradiatus* по наннопланктону, наблюдается следующая последовательность эвстатических событий (снизу вверх): а) завершение мощной регрессии, начавшейся в середине тенета; б) мощный кратковременный трансгрессивный импульс, приходящийся приблизительно на середину зоны; в) общая регрессия, осложненная трансгрессивными импульсами заметно меньшего масштаба. При проверке эвстатической модели на материале многочисленных разрезов палеогена Западной и Северо-Западной Европы выяснилось, что в большинстве из них прекрасно фиксируются трансгрессивные осадки средней части зоны *Discoaster multiradiatus*, а предшествующая и последующая регрессии выражены как перерывы в осадконакоплении [10].

Таким образом, наблюдаемые в этом стратиграфическом интервале изменения глубин бассейнов Юга СНГ полностью соответствуют эвстатическим колебаниям.

Наконец, еще один вопрос, который хотелось бы обсудить в предлагаемой статье, связан с причиной отчетливой пространственной локализации горючих сланцев Средней Азии на фоне гораздо более широкого географического распространения в пределах СНГ южных районов синхронных им осадков, обогащенных органическим веществом. Очевидно, что она была результатом наложения многих факторов, но важнейшими из них были, видимо, следующие.

1. Мелководность бассейна (даже на фоне общей мелководности позднепалеоценовых бассейнов юга бывшего СССР) при наличии в нем отдельных относительно более глубоких котловин (где собственно и происходило формирование горючих сланцев). Такая геоморфология бассейна должна приводить к резкому ослаблению водной циркуляции и способствовать возникновению застойных условий в котловинах [9, 11].

2. Вспышка биопродуктивности планктона (прежде всего динофлагеллят), при которой огромные массы органического вещества поступали на дно и полностью подавляли окислительные процессы в придонных водах.

3. Важнейший фактор — структурная изоляция бассейна от основной акватории. Заметные перепады мощностей палеогеновых осадков к западу и востоку от Приамурьинского разлома показывают, что в палеогене он уже функционировал. Геоморфологически разлом (а точнее, зона разломов) был, видимо, выражен в виде полосы сопряженных поднятий и впадин (поднятых и опущенных тектонических блоков соответственно).

Существование подводного барьера огромной протяженности могло в свою очередь привести к двум важным последствиям. Прежде всего, учитывая небольшие в целом глубины всей акватории, барьер мог разорвать общую для нее систему течения и сделать и без того слабую водную циркуляцию восточнее разлома полностью автономной. А последнее должно привести к развитию и автономной гидрохимической системы, при которой вся масса органического углерода, продуцированная в этой части акватории, в ней же и оставалась бы.

Целью предлагаемой статьи было обобщение всех новых данных, связанных (или возможно связанных) с проблемой формирования верхнепалеоценовых горючих сланцев Средней Азии. В задачу статьи не входила попытка сделать какие-то однозначные выводы о причинах и условиях их образования. Сланцы Средней Азии, будучи четко локализованными, являются тем не менее только частным случаем проявления одного из глобальных событий позднего палеоцена. Очевидно, что всеобъемлющему объяснению их генезиса должно предшествовать выяснение природы этого грандиозного, но загадочного пока явления.

Список литературы

1. Давидзон Р. М., Крейденков Г. П., Салибаев Г. Х. Стратиграфия палеогеновых отложений Таджикской депрессии и сопредельных территорий. Душанбе: Дониш, 1962. 151 с.
2. Морозов С. Д., Расулов У. М., Бойко В. С., Троицкий В. И. Геология палеогеновых отложений Центральных и Юго-восточных Кызылкумов. Ташкент: Фан, 1988. 140 с.

3. Музыль Н. Г., Беньямовский В. Н., Табачникова И. П. Сапропелевые прослои в нижнепалеогеновых отложениях Юга СССР//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 1. С. 117—119.
4. Музыль Н. Г., Калугин В. П., Ходжахмедов К. А. Нижнепалеогеновые сапропели Туркмении: зональная принадлежность по наннопланктону и связи с эвстатическими колебаниями//Основы современной микропалеонтологии. Систематический, биоценологический и эволюционный аспекты (тез. докл. XI Всесоюз. микропалеонтол. совещ. Москва, 4—8 сентября 1990 г.). М.: ГИН АН СССР, 1990. С. 86—87.
5. Нишанходжаев Р. Н., Семашева И. Н., Капустянский И. Д. К геохимии рения в туранских горючих сланцах//Научн. тр. Ташкент. ун-та, 1974. Вып. 438. С. 141—148.
6. Олейник В. В., Олейник Э. С. К вопросу о составе и условиях образования нижнеэоценовых горючих сланцев Таджикской депрессии и Гиссарского хребта//Тр. Всесоюз. науч.-исслед. геолого-развед. нефт. ин-та. 1973. Вып. 142. С. 169—173.
7. Олейник В. В., Олейник Э. С. О роли фитопланктона в образовании нижнеэоценовых горючих сланцев Таджикской депрессии и Гиссарского хребта//Планктон и органический мир пелагиали в истории Земли. Л.: 1979. С. 52—57.
8. Расулов У. М., Фатхуллаев Г., Музыль Н. Г., Морозов С. Д. О возрасте фосфоритовых горизонтов палеогена в Центральных Кызылкумах//Узб. геол. журн. 1990. № 6. С. 3—7.
9. Халлем Э. Интерпретация фаций и стратиграфическая последовательность. М.: Мир, 1983. 327 с.
10. Aubry M. P. Northwestern European Palaeogene magnetostratigraphy//Geology. 1985. V. 13. P. 198—202.
11. Hallam A., Bradshaw M. J. Bituminous shales and oolitic ironstones as indicators of transgressions//J. Geol. Soc. London. 1979. V. 136. P. 157—164.
12. Has B. U., Hardenbol J., Vail P. R. Chronology of Fluctuation Sea Levels since the Triassic//Science. 1987. V. 235. № 4793. P. 1156—1166.
13. Letolle R., Renard M. Evolution des teneurs en ¹³C des carbonates pélagiques aux limites Crétacé-Tertiaire et Paléocène-Eocène//C. r. Acad. sci. Ser. D. 1980. V. 290. № 13. P. 827—830.
14. Muzyl'ov N. Upper Paleocene-Upper Eocene sapropels of South of the USSR//Abstr. 28-th Internat. Geol. Congr. 1989. V. 2. P. 2—486.
15. Rea D. K., Lachos J. C., Owen R. M., Lingerich P. D. Global change at the Paleocene-Eocene boundary: climatic and evolutionary consequences of tectonic events//Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1990. V. 79. P. 117—128.
16. Shackleton N. J. Paleogene stable isotope events//Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1986. V. 57. P. 91—102.

Геологический институт РАН,
Москва

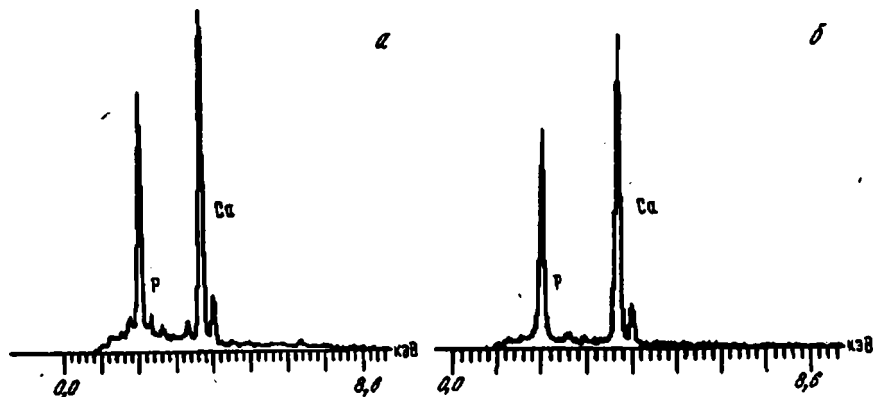
Поступила в редакцию
15.VIII.1991

УДК 553.64:550.4

© 1994 Тихомирова Н. С., Орлеанский В. К.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ФОСФАТООСАЖДЕНИЯ В ЛАБОРАТОРНЫХ КУЛЬТУРАХ ЦИАНОБАКТЕРИЙ

В последнее время все больше внимания уделяется участию микроорганизмов в процессе минерализации фосфатов. Особая роль в этом процессе отводится водорослевым постройкам-строматолитам. Многими исследователями [2, 6, 9] отмечается непосредственная связь между водорослями и фосфатонакоплением. Е. А. Еганов [1], например, считает, что водорослевое происхождение обнаруживается практически для всех древних «пластовых» афанитовых, встречаемых в Алтае-Саянском, Байкальском и Хубсугульском фосфоритоносных бассейнах. Он описывает также подобное фосфоритонакопление в Китае, Индии, Австралии. О находке древних фосфоритизированных водорослей в Хубсугульском месторождении Западной Монголии говорится в работе А. Ю. Розанова, Е. А. Жегалло [8]. Фитогенная природа фосфоритов отмечается также в мезо- и кайнозойских отложениях. Экспериментально доказано, что водоросли являются аккумуляторами фосфора даже в том случае, когда в среде его содержание не превышает нормы. В связи с этим представляется интересным выяснение вопроса, каким же образом цианобактерии влияют на осаждение фосфора кальция и как



Фиг. 1. Графики распределения химических элементов на микрозонде
а — фосфатных оболочек, б — осадка

происходит сам механизм этого процесса. Для выяснения этих вопросов в лабораторных условиях была проведена серия опытов. Работы проводились в Институте микробиологии РАН совместно с Палеонтологическим институтом РАН.

Эта работа является продолжением уже начатых исследований по выяснению влияния цианобактерий на осаждение карбоната кальция и окиси кремния [3, 4].

Исходным посевным материалом послужили осцилляторные водоросли *Phormidium ambiguum* и *Ph. tenue*. Питательная среда, в которой выращивались водорослевые пленки, имитировала воду природного термального источника. Состав ее опубликован в ряде работ [3, 5]. Общее количество солей в среде достигает 1,1 г/л, pH 8,8. Так как количество ионов фосфора в питательной среде достаточно только для поддержания нормальной жизнедеятельности клетки и совершенно недостаточно для образования фосфатных оболочек, в питательную среду дополнительно добавляли растворы, содержащие ионы кальция и фосфора: CaCl_2 и K_2HPO_4 . В результате концентрация ионов кальция повышалась с 35 до 360 мг/л, ионов фосфора — с 18 до 114—118 мг/л, а в опыте 1 — до 138 мг/л. Для того чтобы пересыщенный фосфатом кальция раствор не давал сразу же осадка, через него продували углекислый газ, pH при этом резко понижался с 8,8 до 6,2—6,4, а ионы кальция и фосфора оставались в растворе. Полученный исходный раствор в дальнейшем разбавляли питательной средой в 2,4 и 8 раз, при этом концентрации ионов фосфора составили соответственно 60, 36 и 18 мг/л.

Опыты проводили на живой и убитой культуре, отдельно рассматривали химическое осаждение фосфора без участия водорослей. Растертые до кашеобразного состояния водорослевые пленки по 5—10 мл помещали в колбы и заливали раствором разной концентрации.

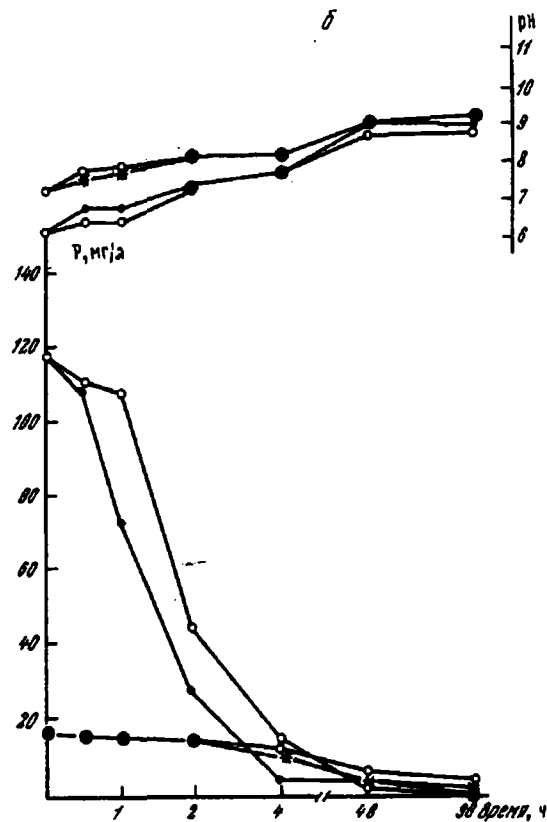
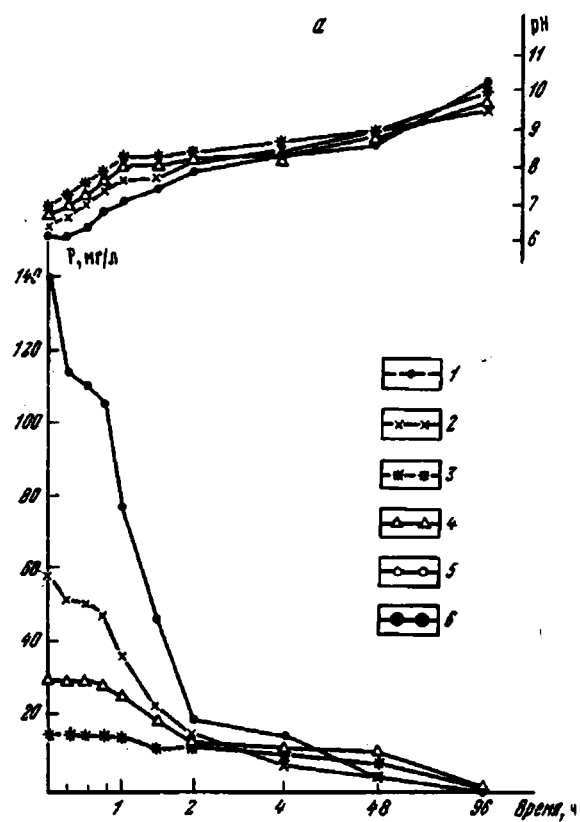
Моделировали условия прибрежной зоны (опыт 1), поэтому часть колб помещали на качалку со скоростью 120 колебаний в минуту, и моделировали условия стоячих водоемов (опыт 2), при этом колбы оставались стоять в спокойном состоянии. В обоих случаях они круглосуточно освещались лампами накаливая около 2000 лк. Температура раствора составляла 25° С.

Через определенные промежутки времени (отмеченные на графиках значками) брали пробы, в которых определяли количество ионов кальция трилонометрическим методом [7], ионы фосфора определяли колориметрическим методом, pH измеряли с помощью ионметра.

Детальное изучение водорослевого материала осуществляли под сканирующим электронным микроскопом марки ISM-T-300. С этой целью отбирали пробы через 2, 48 и 96 ч в опыте 1, и через 24, 72 и 144 ч в опыте 2. Отобранные пробы высушивали, от них отрезали кусочки (толщиной около 1—1,5 мм), которые затем промывали в спирте или дистиллированной воде, высушивали, приклеивали к специальным столикам и напыляли золотом. На рентгеновском анализаторе LINK проводили анализы фосфатных чехлов на водорослевых нитях (фиг. 1, а) и осадка (фиг. 1, б). В обоих случаях наблюдались хорошо выраженные пики фосфора и кальция. Три пробы были отданы на рентгеноструктурный анализ, который показал наличие во всех пробах скрытокристаллического фосфата группы апатита и кристаллического кальция.

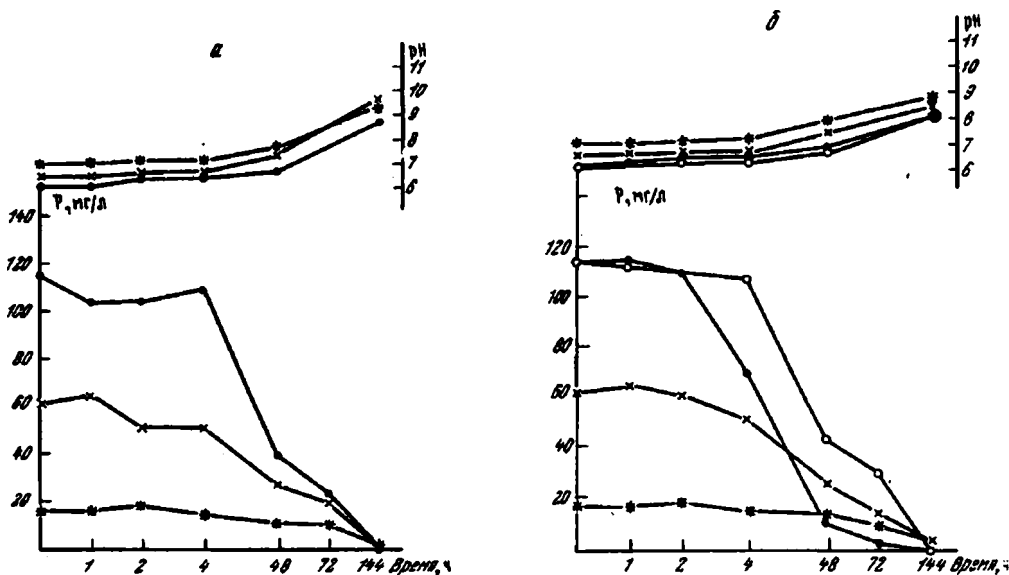
Анализ графиков показал, что осаждение фосфора из раствора происходит чрезвычайно быстро. За какие-нибудь несколько суток происходит полное его осаждение, причем за один и тот же промежуток времени (в опыте 1 за 4 сут, в опыте 2 за 6 сут) независимо от исходной концентрации наличие или отсутствие цианобактерий не влияет на ход осаждения. Скорость осаждения зависит от концентрации раствора. Осаждение может идти как в кислой, так и в щелочной среде, причем чем выше концентрация раствора, тем продолжительнее его осаждение в кислой среде.

В опыте 1 (фиг. 2) отчетливо видно, что в первые 2 ч происходит самое интенсивное выпадение фосфора в осадок, и чем выше исходная концентрация, тем больше скорость этого процесса. Через 2 ч от начала опыта величина концентрации фосфора становится практически одинаковой, независимо от того, какой она была в исходной точке. В дальнейшем осаждение фосфора происходит более



Фиг. 2. Опыт 1. Моделирование условий прибрежной зоны (а — живая культура, б — убитая)

1—4 — изменение pH и концентрации ионов фосфора в растворах с цианобактериями; 5 — то же в контрольных пробах; 6 — точка совпадения двух проб



Фиг. 3. Опыт 2. Моделирование условий стоячих водоемов (а — живая культура, б — убитая). Условные обозначения см. на фиг. 2

или менее равномерно и он весь выпадает в осадок через 4 сут. Такой характер выпадения фосфора из раствора наблюдается и для живой (см. фиг. 2, а), и для убитой (см. фиг. 2, б) культур. В контрольных опытах без участия водорослей при малых концентрациях убывание фосфора из раствора происходит синхронно с его убыванием в культуре. При высокой исходной концентрации фосфора осаждение в контрольном сосуде происходит в общем так же, но несколько замедленное, чем для аналогичной концентрации; но с участием водорослей. Для pH наблюдается следующая картина: осаждение из растворов малой концентрации (18, 36 мг/л) происходит в щелочной среде, при более высоких концентрациях фосфора осаждение начинается в слабокислой среде, затем продолжается в щелочной, причем в обоих случаях образуются хорошо выраженные фосфатные оболочки.

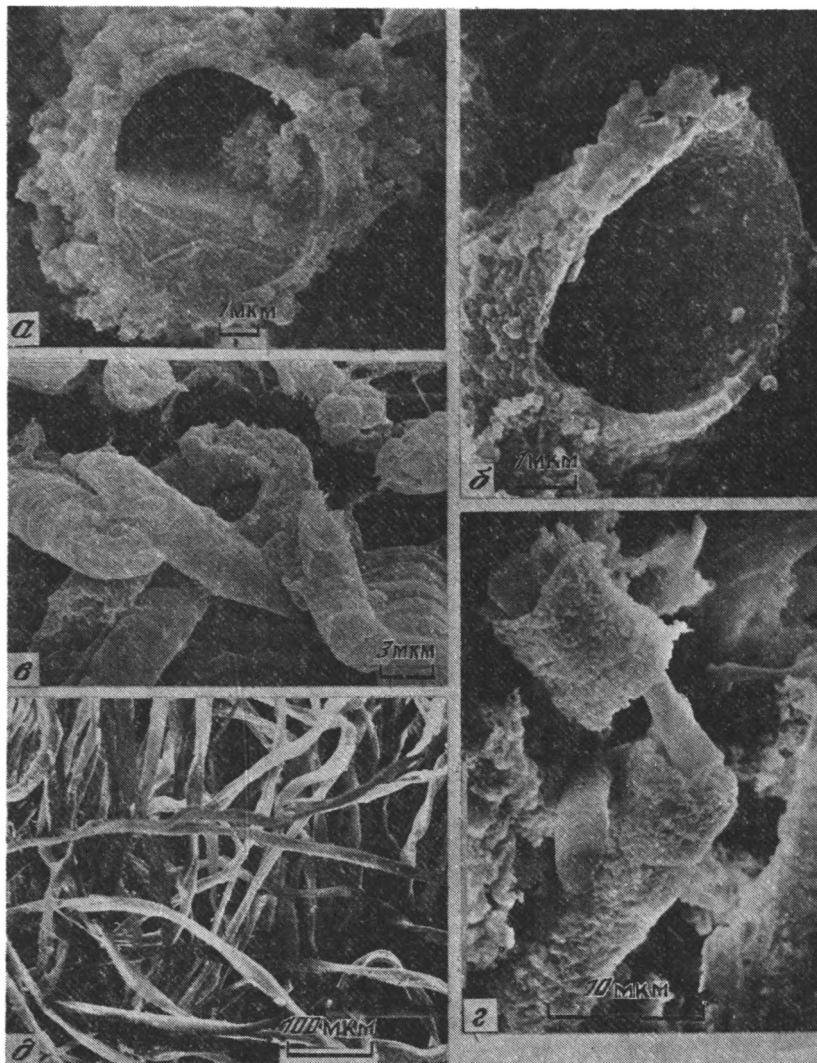
В опыте 2 (фиг. 3) в целом наблюдалось достаточно равномерное осаждение фосфата кальция в осадок до полного его выпадения через 6 сут. Условия, благоприятные для выпадения фосфора в живой (см. фиг. 3, а), и в убитой (см. фиг. 3, б) культурах, сходны с условиями опыта 1.

Как отмечалось ранее, через определенные отрезки времени брали пробы для исследования их под сканирующим электронным микроскопом. Исследования показали, что уже через 2 ч в опыте 1 и 24 ч в опыте 2 образуются хорошо выраженные фосфатные оболочки вокруг живых водорослевых нитей. Как показали экспериментальные данные, минимальная исходная концентрация фосфора в растворе для образования оболочек должна быть около 36—50 мг/л. При более низких концентрациях достоверных фосфатных оболочек обнаружить не удалось.

Наблюдения показали, что фосфатизация в живой культуре происходит на внешней поверхности слизистых чехлов (см. фиг. 4, а, б, г), которые предохраняют клетки от проникновения в них не нужных организму солей. Внутри фосфатных оболочек часто сохраняются остатки сморщившегося слизистого чехла (см. фиг. 4, а). На поперечных сколах хорошо видно, что фосфатная оболочка состоит из плотно прилегающих друг к другу глобул (см. фиг. 4, б), имеет постоянную толщину по всему диаметру, размер которого колеблется от 0,5 до 2,5 мкм и зависит от продолжительности нахождения нити в растворе. Внутренняя поверхность фосфатной оболочки гладкая, внешняя — неровная из-за беспорядочно осевших на нее фосфатных глобул, позднее выпавших из раствора (см. фиг. 4, б).

В опытах с убитой культурой слизистый чехол теряет свои защитные свойства и фосфатизации подвергается вся нить, что отчетливо видно на продольных и поперечных сколах (см. фиг. 4, в). Дополнительно в раствор помещали органические волокна ваты. В этом случае осаждения на них фосфатных глобул не происходило (см. фиг. 4, д), весь осадок собирался на дне колбы.

В целом процесс фосфатизации цианобактерий представляется следующим образом: питательная среда с содержанием фосфора 18 мг/л оптимальна для нормальной жизнедеятельности клеток. Для получения фосфатных оболочек необходимо увеличить концентрацию фосфора как минимум в 2—3 раза. При этом нити цианобактерий начинают интенсивно осаливаться, образуя чехлы как защиту от избыточного фосфора, который осаждается на их внешней поверхности. Впоследствии



Фиг. 4. Фосфатизация цианобактериальных нитей

а — поперечный скол фосфатизированной нити водоросли (внутри виден сморщившийся слизистый чехол); *б* — фосфатная оболочка, состоящая из плотно прилегающих друг к другу глобуль; *в* — продольный скол полностью фосфатизированной нити; *г* — фосфатная оболочка, образовавшаяся вокруг водорослевой нити; *д* — волокна ваты

живые гормогонии, стремясь освободиться от минеральных образований, выходят на поверхность и процесс может повториться. Таким образом, приведенные данные экспериментально доказывают, что цианобактерии могут пассивно участвовать в накоплении фосфора.

Список литературы

1. Еганов Э. А. Фосфоритообразование и строматолиты. Новосибирск: ИГиГСО АН СССР, 1988. 89 с.
2. Краси́льникова Н. А., Пауль Р. К., Георгиевский А. Ф. Органоморфные фосфориты, их генезис и практическое значение//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1985. Т. 60. Вып. 4. С. 117.
3. Крылов И. Н., Орлеанский В. К. Влияние синезеленых водорослей на осаждение карбоната кальция//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 5. С. 63—71.
4. Крылов И. Н., Тихомирова Н. С. К образованию кремнистых микрофоссилий//Палеонтол. журн. 1988. № 3. С. 3—9.

5. Орлеанский В. К., Герасименко Л. М. Лабораторное моделирование термофильного цианобактериального сообщества//Микробиол. журн. 1984. Т. 51. № 4. С. 538—542.
6. Пауль Р. К. Генетические аспекты формирования водорослевых фосфоритов//Проблемы геологии фосфоритов. М.: Наука, 1991. С. 82—90.
7. Резников А. А., Муликовская В. Е., Соколов И. Ю. Методы анализа природных вод. М.: Недра, 1970. 481 с.
8. Розанов А. Ю., Жегалло Е. А. К проблеме генезиса фосфоритов Азии//Литология и полез. ископаемые. 1989. № 3. С. 67—82.
9. Спандерашвили Г. И. Фосфориты Горной Шории//Фосфориты Западной Сибири. М.: Недра, 1965. С. 14—56.

Палеонтологический институт РАН,
Москва

Поступила в редакцию
23.III.1992



ПАМЯТИ В. Д. ШУТОВА (1923—1981)

10 августа 1993 г. Всеволоду Дмитриевичу Шутову исполнилось бы 70 лет. Но нам, его друзьям и товарищам, не пришлось отметить этот юбилей. В. Д. Шутов ушел из жизни 19 августа 1981 г. после быстрой, неожиданной и трагической болезни. И сейчас мы, группа его коллег, не можем не вспомнить короткий и блестящий путь, пройденный им в науке и заложивший основы многих методов изучения вещественного состава пород в литологии. Широта восприятия геологических проблем, столь характерная для Всеволода Дмитриевича, во многом обязана тому обстоятельству, что он начинал свой путь в науке как ученик и товарищ А. Н. Соловкина — прекрасного специалиста в области петрографии магматических и метаморфических пород. Затем он продолжил работу в аспирантуре под руководством Л. В. Пустовалова — выдающегося ученого, посвятившего всю жизнь петрографии осадочных пород. Диапазон работ, выполненных В. Д. Шутовым в литологии, был очень широк, оригинален, разнообразен и, главное, насыщен новизной идей. Не все материалы он успел опубликовать. Многие работы рассеяны в изданиях, вышедших небольшими тиражами, и в настоящее время практически недоступны широкому кругу специалистов. Поэтому считаем необходимым коротко перечислить основные этапы его исследований и подчеркнуть новизну полученных им результатов.

В. Д. Шутов начал работать в Институте геологических наук АН СССР в 1946 г. аспирантом Л. В. Пустовалова, который заведовал отделом петрографии осадочных пород. В этом отделе были объединены крупнейшие литологи нашей страны — Г. И. Бушинский, А. В. Казаков, Н. М. Страхов, С. Г. Саркисян. Позднее этот отдел разделили на ряд отделов и лабораторий, а в 1953 г. ИГН был разделен на ГИН АН СССР и ИГЕМ.

Л. В. Пустовалов в послевоенные годы (1945—1950) был руководителем Азербайджанской нефтяной экспедиции СОПС АН СССР, которая занималась проблемами расширения потенциально нефтеносных площадей. Л. В. Пустоваловым группе сотрудников и аспирантов была поручена задача прецизионного изучения, на уровне существующих тогда физических и геохимических методов, главных минералов, слагающих породы нефтеносных комплексов. В. Д. Шутову в качестве темы кандидатской диссертации достался самый сложный объект — определение и типизация полевых шпатов песчаных пород. Это была совсем новая проблема, отсутствовали и общегеологический, и методический подходы к разработке этой задачи. Любопытно, что вернулись к ней почти 40 лет спустя, когда появились новые методы и возможность микронзондового изучения обломочных полевых шпатов. Для аспиранта, только что закончившего институт, такая работа могла оказаться просто не под силу. Однако В. Д. Шутов успешно справился с поставленной задачей, разработав довольно сложный и трудоемкий метод, давший блестящие результаты. Суть его заключалась прежде всего в том, что им были выбраны определенные литолого-стратиграфические уровни — перерывы в осадконакоплении, четко прослеживающиеся на очень широкой территории и фиксирующиеся сменой песчаных мощных пачек-коллекторов глинистыми пачками-покрышками. В образцах песчаников, отобранных на этих уровнях в определенных фракциях, на федоровском столике проводили определение и количественный

подсчет разных групп полевых шпатов. Результаты оказались впечатляющими. Были четко ограничены ареалы поступления К-полевых шпатов с Русской платформы, кислых плагиоклазов с Большого Кавказа и основных в ассоциации с анортоклазами — золотым путем с Малого Кавказа. Методически таких работ в те времена не было во всем мире.

В. Д. Шутов блестяще защитил кандидатскую диссертацию и начал свои классические исследования палеозойского комплекса Верхоянья. На этом объекте в союзовности с работами по мезозою, проводившимися А. Г. Коссовской, была разработана первая схема регионального эпигенеза осадочных комплексов и их сопряжение с метаморфическими породами (1955—1970 гг.). Эти работы получили широкое признание и предложенная методика применялась многими исследователями для различных объектов. Они широко известны как у нас, так и за рубежом и не утратили своей актуальности по сей день. Следует подчеркнуть, что непосредственное «сращивание» эпигенетически измененных пород с метаморфическими комплексами было установлено именно В. Д. Шутовым, занимавшимся нижними этажами палеозойского разреза и установившим в них присутствие ассоциации минералов мусковит-хлорит-альбитовой фации зеленосланцевой метаморфизма.

Начиная с 1956 г., В. Д. Шутов занимается изучением эпигенетических преобразований кластогенных комплексов осадочного чехла Русской платформы. Моделью для его работы послужили нижнепалеозойские и рифейские комплексы юго-востока Пачелмского прогиба. На этом примере им впервые были выделены зоны преобразования семейства кварц-каолинитовых пород и установлены на кристаллохимическом уровне модификации преобразования в зоне метатенеза каолинита в дикиит и в пиррофиллит в чисто кварцевых породах. В олигомиктово-аркозовых песчаниках прослежена гидрослюдизация каолинита с преобразованием его в мусковит. Работа эта была выполнена совместно с Т. В. Далматовой. Она была доложена на Международной конференции по глинам в Праге в 1961 г., и В. Д. Шутов был награжден почетной медалью Карлова университета.

Нужно отметить еще одну сторону деятельности В. Д. Шутова в середине 50-х годов. Вместе со своими коллегами А. Г. Коссовской и В. И. Муравьевым он принимал очень активное участие в использовании физических методов для изучения минералогии осадочных образований и в создании лабораторий генетической минералогии (современная лаборатория геоминералогии), привлекал физиков к работе минералогов. В лаборатории к 1960 г. были созданы две группы физиков: одна (под руководством М. Я. Каца) работала над изучением физических свойств минералов зернистых пород, другая (под руководством В. А. Дрица) занималась исследованием кристаллохимии глинистых минералов.

В 60—70-е годы В. Д. Шутовым совместно с М. Я. Кацем был поставлен ряд оригинальных методических работ, характеризующих плотностную неоднородность различных породообразующих компонентов. За эти работы В. Д. Шутов был награжден серебряной и бронзовой медалями Выставки достижений народного хозяйства (1962, 1967 гг.).

Большую роль в развитии литологии сыграли работы В. Д. Шутова, посвященные классификации песчаных пород (1965—1967 гг.). Разработанная им классификация песчаников, базирующаяся на анализе петрографического состава как пород в целом, так и ее важнейших компонентов (полевых шпатов, обломков пород) дает возможность не только охарактеризовать области питания, но и выявить тектонический и фациальный режимы бассейнов осадконакопления.

В числе работ, посвященных глинистым минералам, следует назвать классическую работу В. Д. Шутова (совместно с В. А. Дрицем и Б. А. Сахаровым), в которой установлен механизм твердофазной стадийной иллитизации смектитов при региональном эпигенезе. Следует отметить, что предложенная схема имеет универсальное значение для определения уровней начального преобразования пород и по крайней мере на 5 лет определила схему Дж. Хауера (1976 г.), разработанную на примере олигоцен-миоценового разреза Мексиканского залива.

Очень интересная и по существу уникальная работа была выполнена В. Д. Шутовым совместно с М. Я. Кацем и В. А. Дрицем и др. по глауконитам различных возрастных формаций — от современных осадков до рифея. Сочетание кристаллохимического исследования эталонных «мономинеральных» образцов, предварительно разделенных на ряд плотностных фракций, позволило получить гистограммы, отражающие ярко выраженное своеобразие глауконита в различных возрастных формациях. Это привело к фундаментальным заключениям об особенностях состава и генезиса глауконитов — важного индикаторного минерала, используемого часто для индексации возраста осадочных комплексов.

В 70-х годах В. Д. Шутов вместе с коллективом сотрудников лаборатории посвятил свои работы изучению семейства граувакк — одному из самых сложных семейств песчаных пород. Внимание к грауваккам было прямым образом связано с тем, что проблематика Геологического института АН СССР, да и геологии в целом, обратилась от исследования осадочного чехла платформ к кластогенным и вулкано-кластогенным комплексам складчатых областей. Книга «Граувакки» (1972 г.) под редакцией В. Д. Шутова широко известна литологам. Изучались идентичные по петрогенному составу граувакковые комплексы, связанные с определенными источниками сноса, накапливающиеся в резко контрастных фациально-климатических обстановках. Таким образом были изучены верхнекарбоновые и пермские угленосные и меденосные формации Казахстана (угленосная формация Караганды и меденосная Джезказгана) и Приуральского прогиба.

Совершенно новой по постановке проблемы и полученным результатам была монография В. Д. Шутова «Минеральные парагенезы граувакк» (1976 г.). Она посвящена минералого-петрохи-

¹ Из нее впоследствии была организована лаборатория физических методов под руководством В. А. Дрица.

мическому исследованию детально изученных парагенезов основных типов граувакковых песчаников и сопряженных с ними глинистых минералов цемента. Объектами исследования были парагенетические кластогенные комплексы, находящиеся как бы на различных физико-химических и термодинамических уровнях своего развития. Так были выделены апосапрогенные комплексы, связанные с корами выветривания в питающих провинциях, разные по своей устойчивости типы петрогенных граувакк, завершающиеся свежими вулканогенными граувакками. Следующие два раздела работы посвящены истории минерального преобразования граувакковых комплексов. Было рассмотрено два ряда формаций. Один из них можно назвать фаціальным: здесь формации сравниваются как бы «по горизонтали» в обстановках контрастных фаціальных физико-химических условий, включая эвапоритовые бассейны. Другой — метаморфогенный; здесь как бы по «вертикали» рассматриваются преобразования пород на разных уровнях возрастающих P — T -условий вплоть до появления зеленосланцевой фации метаморфизма.

Во второй половине 70-х годов центральной проблемой геологии стало изучение Мирового океана. Как и в предыдущие этапы своей научной жизни, В. Д. Шутов вновь оказался на «переднем крае» исследований, начавшихся и широко проводившихся в ГИН АН СССР под руководством акад. А. В. Пейве. В. Д. Шутов вместе со своими коллегами начал обработку образцов глубоководного бурения 2-го рейса DSDP. Затем от Международного фонда США были получены образцы скважин ряда рейсов, позволившие составить профиль осадочного чехла и базальтового субстрата через Тихий океан, начиная от Японии до западного побережья США. Обработка обширнейшего материала, в которой принимало участие большинство сотрудников лаборатории геоминералогии (А. Г. Коссовская, И. М. Симанович, О. С. Ломова, В. В. Петрова, К. Г. Каледина и др.), позволила получить ряд принципиально новых выводов, важнейшим из которых являлось установление минералого-петрографических характеристик осадочного слоя океанов и верхней части базальтового слоя, свойственных не океанической, а континентальной коре. Это явление было названо «эмбриональной гранитизацией», или *начальной континентализацией* океанической коры. К сожалению, В. Д. Шутов не закончил свои исследования океанов. Некоторые из его фундаментальных работ были опубликованы в 1982—1984 гг., уже после безвременной кончины.

С глубочайшим уважением мы относимся к памяти Всеволода Дмитриевича и к его научному наследию. В. Д. Шутов применял свой талант к разработке тех проблем, которые являлись в данный период стержневыми задачами геологии и имели не только теоретическое, но и практическое значение. Здесь он полностью унаследовал подход своего учителя Л. В. Пустовалова, 90-летний юбилей которого был отмечен в прошлом году.

Коллеги Всеволода Дмитриевича Шутова:
В. А. Дриц, А. Г. Коссовская, В. И. Муравьев,
В. В. Петрова, И. М. Симанович, Т. Н. Соколова,
Л. А. Соколова, Д. И. Кудрявцев, Р. М. Юркова,
К. Г. Каледина и др.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

ХОЛОДОВ В. Н. (главный редактор), **ТИМОФЕЕВ П. П.** (зам. главного редактора),
МИХАЙЛОВ Б. М. (зам. главного редактора),

БУТУЗОВА Г. Ю. (ответственный редактор), **ВОЛКОВ И. И.**, **ДМИТРИЕВСКИЙ А. Н.**,
ЗОЛОТАРЕВ Б. П., **КОНОНОВ В. И.**, **КОНЮХОВ А. И.**, **МАШКОВЦЕВ Г. А.**,
МИГДИСОВ А. А., **МУРДМАА И. О.**, **РОНОВ А. Б.**, **СЕДЛЕЦКИЙ В. И.**,
СИДОРЕНКО С. А., **ЯПАСКУРТ О. В.**

EDITORIAL BOARD:

KHOLODOV V. N. (editor), **TIMOFEEV P. P.** (deputy chief editor),
MIKHAILOV B. M. (deputy chief editor),

BUTUZOVA G. Ju. (secretary in charge), **VOLKOV I. I.**, **DMITRIEVSKY A. N.**,
ZOLOTARYOV B. P., **KONONOV V. I.**, **KONYUKHOV A. I.**, **MASHKOVTSSEV G. A.**,
MIGDISOV A. A., **MURDMAA I. O.**, **RONOV A. B.**, **SEDLITSKY V. I.**,
SIDORENKO S. A., **YAPASKYRT O. V.**

Адрес редакции:

109017, Москва, Ж-17; Пыжевский пер., 7, ГИН АН СССР
телефон 230-81-77

Зав. редакцией Т. А. Шелепина

Технический редактор Т. М. Кроткова

Сдано в набор 02.12.93 Подписано к печати 10.01.94 Формат бумаги 70×100¹/₁₆
Печать офсетная Усл. печ. л. 11,7 Усл. кр.-отт. 5,3 тыс. Уч.-изд. л. 14,8 Бум. л. 4,5
Тираж 441 экз. Зак. 589 Цена 80 р.

Адрес редакции: 109017, Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7,
ГИН АН СССР: тел. 230-81-77
Московская типография № 2 ВО «Наука», 121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 6

80 р.

Индекс 70493

.