

## ИСТОЧНИК ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА МЕЛОВЫХ «ЧЕРНЫХ СЛАНЦЕВ» МИРОВОГО ОКЕАНА

**П.П. Тимофеев, Л.И. Боголюбова**

*Геологический институт РАН*

*109017, г. Москва, Пыжевский пер., 7*

*E-mail: mlk@ginras.ru*

*Поступила в редакцию 24 ноября 2005 г.*

Приводятся данные исследований материала меловых «черных сланцев» мирового океана, полученного в результате глубоководного бурения американскими исследовательскими судами «Гломар Челленджер» и «Гломар Эксплорер». Авторы приходят к выводу, что основным источником сапропелевого органического вещества меловых «черных сланцев» явились не планктонные микроорганизмы, как считают абсолютное большинство зарубежных и многие отечественные исследователи, а бентосные цианобактериальные коккоидные сообщества.

Ключевые слова: *черные сланцы, мировой океан, органическое вещество, гумус, сапропель, цианобактерии, типы микрокомпонентов.*

## THE ORIGINE OF ORGANIC MATERIAL OF THE WORLD OCEAN'S CRETACEOUS «BLACK SHALES»

**P.P. Timofeev, L.I. Bogolyubova**

*Geological Institute RAS*

The results of study of Cretaceous «black shales» material, obtain by Deep Sea Drilling Project, is quoted.

In spite of many foreign and Russian researches authors conclude, that sapropel organic matter of World ocean's «black shales» was generated by benthos cyanobacteria, rather then planktonic micro-organisms.

Key words: *black shales, World ocean, organic matter, humus, sapropele, cyanobacteria, micro-component types.*

«Черные сланцы» относительно широко распространены в осадочном чехле Мирового океана и приурочены в основном к мелководным отложениям мелового возраста. Они обнаружены в скважинах глубоководного бурения DSDP (Deep Sea Drilling Project) вдоль западных берегов Африки – скважины 416, 415, 397, 368, 367, 364, 361 (котловины: Капская, Ангольская, и Зеленого мыса); у берегов Западной Европы – скважины 398, 400А, 402А (Бискайский залив), у берегов Южной – скважины: 330, 327, 511 (плато Фолкленд) и Северной Америки – скважины 417, 100, 101, 391, 390, 386, 387, 105, 38 (плато Блейк, Багамская впадина, Бермудские острова); в Индийском океа-

не, у западных берегов Австралии; в северной части Тихого океана – скважины 464А, 466, 463 (поднятие Хесса, хребет Маркус-Неккер); у северных берегов Японии – скважина 439 и в других местах океанов. «Черные сланцы» характерны для внутренних шельфовых зон современных океанов, континентальных склонов, их подножий, а также внутриокеанических поднятий, т.е. для мелководных частей морских океанических водоемов в зоне повышенной динамики водной среды. Они подстилаются юрскими пелитоморфными известняками, а иногда залегают непосредственно на базальтах (котловина Зеленого мыса, Бермудские острова, поднятие Хесса); их мощность меняется от

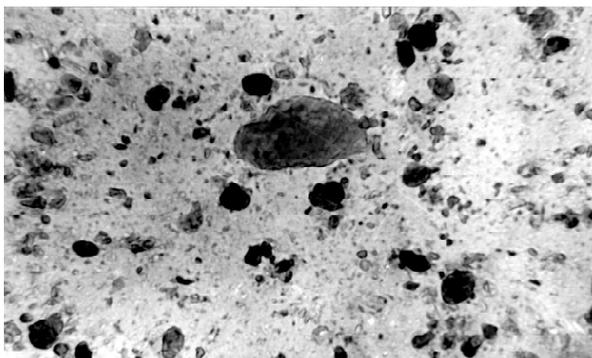


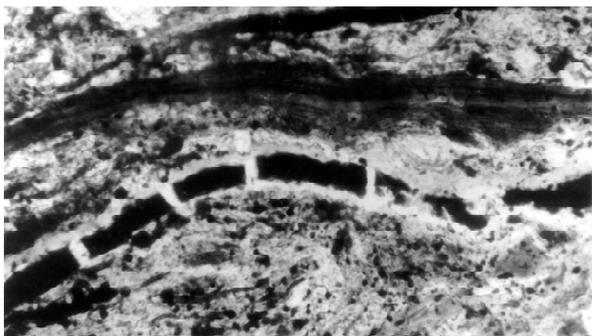
Рис. 1. Смоляное тело. Скв. 367. Котловина Зеленого мыса.

Продукт мацерации.  $\times 220$ . Ник. ||.

десятков до нескольких сотен метров. Особенностью «черных сланцев» является обогащенность их органическим веществом (ОВ) ( $C_{\text{орг}}$  – от 0,5-8,0 до 33 %), как например, в скважинах 367 и 368 в котловине Зеленого мыса.

Органическим веществом обогащены различные литологические и генетические типы осадков: алевроито-глинистые карбонатные и некарбонатные, мергели, известняки, иногда с примесью аутигенного доломитового материала. Органическое вещество в той или иной мере неравномерно насыщает осадок, но в большинстве случаев локализуется в виде пятен разнообразной формы или в отдельных слоях, обуславливая неправильную линзовидную, горизонтальную, горизонтально-волнистую, волнистую, иногда, как исключение, косую выполаживающуюся слоистость.

В отечественной и зарубежной литературе имеется многочисленная информация по химии, геохимии и вещественному составу органического вещества осадочного чехла Мирового океана, в том числе «черных сланцев». Существует достаточно данных о «закономерностях» его распределения на площади акваторий; по валовому содержанию в осадках; приводятся сведения по оценке нефте- и газоматеринского потенциала захороненного в «черных сланцах» органического вещества. Однако еще



нет никаких сведений об источнике органического вещества, т.е. исходных организмах, послуживших его образованию, что имеет прямое отношение к решению проблемы генезиса «черных сланцев», вызывающей до сих пор обсуждение и оживленные дискуссии.

Столь масштабное распространение «черных сланцев» в отдельных горизонтах мела осадочного чехла Мирового океана подчеркивает глобальность экстремального эпизода в осадконакоплении указанного интервала времени. В связи с этим, проблема источника ОВ «черных сланцев» становится особенно актуальной, а раскрытие причины проявления этих ярких следов прошлого представляет интерес для познания и уточнения эволюции процессов седиментогенеза в истории Земли вообще и «былых биосфер» В.И. Вернадского [1960], в частности.

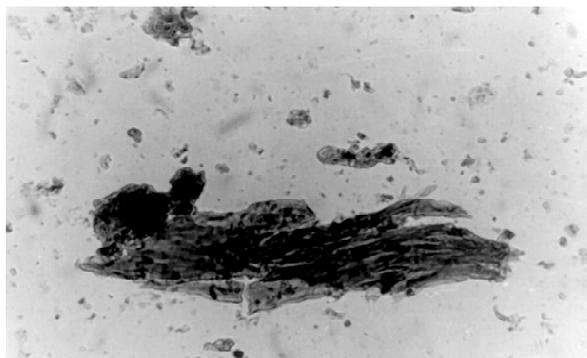
В крупном плане известно, что источником ОВ «черных сланцев» послужили *планктонные гидробионты растительного и животного происхождения, в том числе и продукты жизнедеятельности последних, а также остатки тканей и отчасти репродуктивных органов высших растений*, поступавших в бассейн седиментации с континента в качестве аллохтонной компоненты. Об этом информируют результаты многочисленных исследований ОВ «черных сланцев», сведенные в «голубых и серых томах» первичных отчетов по рейсам «Гломар Челленджер» и «Гломар Эксплорел» (Initial Reports DSDP) и в статьях, в том числе авторов данной публикации. Известно, что остатки высших растений являются источником гумусового типа ОВ «черных сланцев», а остатки гидробионтов – сапропелевого.

Для изучения вещественного состава ОВ «черных сланцев» авторы использовали углепетрографические, физические, химические и физико-химические методы исследований как составные части детального комплексного литолого-фациального анализа.

Рис. 2. Гелинито-телинит «А». Скв. 402А, глубина 32-33 м. Бискайский залив.

Тонкий шлиф,  $\times 220$ , ник. ||.

Рис. 3. Гелинито-телинит «С». Скв. 465А, глубина 333-342 м. Поднятие Хесса. Тонкий шлиф, × 220, ник. ||.



Литолого-фациальные исследования, зарекомендовавшие себя в осадочной, в том числе угольной геологии, являются наиболее надежными и информативными. Их высокая разрешающая способность позволяет с достаточной точностью и дифференцированно, в отличие от других методов, познать микрокомпонентный состав, первичный исходный материал, способ его накопления, происхождение и постседиментационное изменение ОВ «черных сланцев» и океанических осадков в целом. Органическое вещество изучалось нами в двусторонне полированных тонких шлифах, продуктах мацерации и концентратах полученных с помощью тяжелых жидкостей.

В петрографическом составе ОВ «черных сланцев» обнаружены микрокомпоненты, аналогичные встречающимся в гумусовых и сапропелевых углях. Поэтому для их характеристики использована углепетрографическая терминология, разработанная в геологическом институте АН СССР для углей Советского Союза и «черных сланцев» Бискайского залива, принятая Международным комитетом по петрологии углей под кодовым названием «ГИМ» (Геологический институт Москва) [Международный..., 1965; Боголюбова, Тимофеев, 1978; Тимофеев, Боголюбова, 1998].

Литолого-фациальное изучение микрокомпонентов ОВ «черных сланцев» на фациальном фоне их осадочного процесса позволило сформулировать основные принципы их классификации и построить саму классификацию [Тимофеев, 1952; Тимофеев, 1969; Боголюбова и др., 1979]. Органическое вещество «черных сланцев» в этой классификации представлено аллохтонными гумусовыми и лейптинитовыми микрокомпонентами (споры, пыльца, смоляные тела (рис. 1), автохтонными сапропелевыми, а также автохтонно-аллохтонными гумусово-сапропелевыми и сапропелево-гумусовыми составляющими.

Аллохтонные гумусовые микрокомпоненты, состоящие из лигнино-целлюлозных тканей высших растений, могут иметь теллинитовую, т.е. слабо разложенную, структуру, и коллинитовую, являющуюся результатом полного микробиального распада тканей. Микрокомпоненты с теллинитовой структурой встречаются как фюзенизированные, черные в шлифах, так и гелефицированные – бурые и красновато-коричневые.

По месту возникновения гумусовые микрокомпоненты подразделяются на две группы: аллотигенные (А) (рис. 2) и сингенные (С) (рис. 3-5). Генезис аллотигенных микрокомпонентов и их стадии литогенеза связаны с континентом (болотными и им подобными обстановками осадконакопления). К ним относятся микрокомпоненты классов фюзиниты (рис. 6), семифюзиниты и частично гелиниты «А». Они имеют атритную и фрагментарную размерность, обломочную таблитчато-угловатую и оскольчатую форму включений с резкими контурами. Более крупные фрагменты бывают окатаны. Все они «несогласно» залегают в осадке, характеризуются плотностью и массивностью вещества, нередко трещинами отдельности (рис. 2) и никогда не бывают *тиритизированы*.

Происхождение и стадия литогенеза сингенных (С) микрокомпонентов «черных слан-

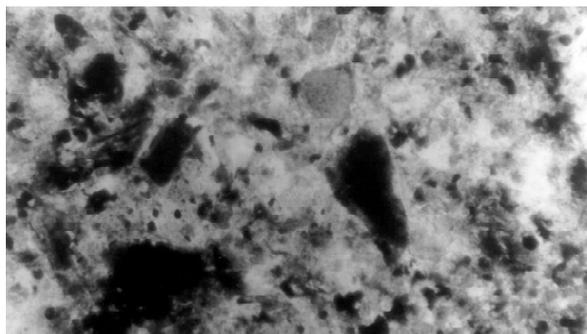
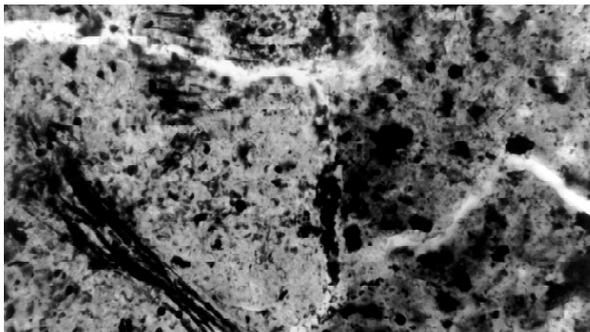


Рис. 4. Гелинито-телинит «С». Скв. 361. Капская котловина. Продукт мацерации. × 400, ник. ||.



цев» связаны с процессами седиментогенеза и диагенеза осадка. Это большая часть микрокомпонентов класса гелиниты «С» с телинитовой и посттелинитовой, структурой, которые представлены гелефицированными фрагментами тканей в форме ксилена (рис. 3) и витрена (рис. 4), а также преколлинитовой и коллинитовой структурами в виде «основной массы» комковатой, зернистой или хлопьевидной. Все эти микрокомпоненты в шлифах имеют буровато-коричневый цвет, несколько расплывчатые контуры включений нередко имеют вид обрывков размочаленных тканей (рис. 5), иногда переходящих постепенно в «основную массу» гелинито-коллинит. Характер их залегания часто несет «следы» приспособления к текстурным особенностям осадка, т.е. является согласным; им часто сопутствует пирит как рассеянный, так и конкреционный, образующийся в результате замещения растительных тканей. Только сингенные гумусовые микрокомпоненты являются индикаторами стадий литогенеза осадков чехла океанов, в том числе «черных сланцев», в то время как аллотигенные гумусовые микрокомпоненты характеризуют стадию литогенеза осадков источника их сноса, т.е. континента. Поэтому для получения правильных выводов по постседиментационной эволюции ОВ осадочного чехла океанов, а также про-

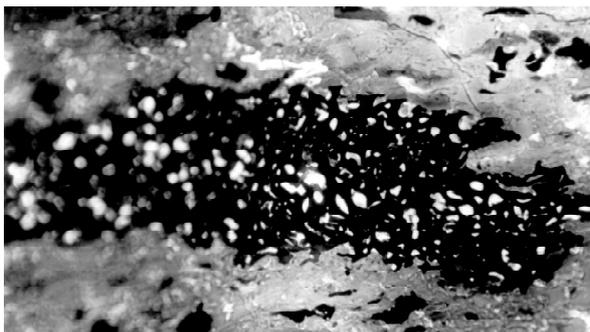


Рис. 5. Гелинито-телинит «С». Скв. 361. Капская котловина.  
Продукт мацерации.  $\times 220$ , ник. ||.

гноза нефтегазоносности и палеотемператур необходимо уметь безошибочно диагностировать сингенные гумусовые микрокомпоненты.

Автохтонно-аллохтонные гумусово-сапропелевые и сапропелево-гумусовые микрокомпоненты в «черных сланцах» представляют собой смесь коломорфного гумусового и сапропелевого материала в различных количественных соотношениях. Эти сингенные образования являются «основной массой», тонко смешанной с минеральной составляющей осадка, которая имеет то бурый, то бежево-оливковый цвет в зависимости от примеси гумусового материала. В ряде случаев цвет «основной массы» бывает неодинаковый вследствие распределения в бежево-оливковом сапропелевом веществе хлопьев и сгустков мельчайших ( $< 1$  мкм) частичек гумусового материала.

Изучение микрокомпонентного состава органического вещества «черных сланцев» в осадочном чехле в целом показало, что оно представлено в основном тремя типами (табл. 1):

– сапропелевым, в котором преобладают, в одних случаях, сохранившиеся отмершие гидробионты, имеющие в литературе термин альгинито-талломит, т.е. сохранилась форма их тела (в греческой транскрипции – таллом (tal-lom) – слоевище); в других случаях, в ОВ «черных сланцев» преобладает сапро-коллинит, т.е. гидробионты в процессе микробальной деструкции потеряли свою форму и превратились в коллоидное вещество – (коллинит от греческого слова колло (collo) – клей, коллоид). Гумусовые микрокомпоненты в этом типе ОВ играют аксессуарную роль.

– гумусовым, в котором преобладают гумусовые микрокомпоненты: гелинито-телинит, гелинито-коллинит, гелифюзинито-телинит. Сапропелевые микрокомпоненты в этом типе ОВ относятся к числу аксессуарных и представлены альгинито-талломитом или сапро-коллинитом.

Рис. 6. Гелифюзенито-телинит. Скв. 511. Плато Фолькленд.  
Тонкий шлиф,  $\times 400$ , ник. ||.

Литологические типы органического вещества черных сланцев Мирового океана

Тип органического вещества	Состав микрокомпонентов	Палеогеографическая зона бассейна седиментации	
Сапропелевый	Состоит из альгинито-талломита, гумусовые аксессуарные	Прибрежно-морское мелководье	Прибрежно-морская мелководная относительно удаленная от берега
Гумусовый	Состоит из гелефицированных гумусовых: гелинито-телинита, гелинито-коллинита и фюзенизированных гелифюзинито-посттелинита Сапропелевые микрокомпоненты в этом типе ОВ аксессуарные		Прибрежно-морская мелководная с участием лагун
Смешанный	Состоит из гумусовых и сапропелевых микрокомпонентов: альгинито-талломита, сапро-коллинита, гелинито теллинита и гелинито-коллинита		Прибрежно-морская мелководная, иногда с участием лагун

– смешанным, состоящим из гумусовых и сапропелевых микрокомпонентов с некоторым преобладанием то одних, то других.

В табл. 2 показан вещественно-петрографический состав ОВ «черных сланцев» по скважине 367, 368 [Боголюбова, Тимофеев, 1978]. Как видно, он достаточно близок по всему стратиграфическому разрезу «черных сланцев» и характеризуется преобладанием альгинито-талломита. Аллохтонные фюзенизированные и гелефюзенизированные фрагменты тканей, атрит высших растений, а также лейптинитовые микрокомпоненты относятся к числу второстепенных. В качестве аксессуарной примеси в ОВ присутствуют остатки животных организмов. Они относятся к углеводно-белковому комплексу и усиливают роль сапропелевой составляющей в «черных сланцах». Такое соотношение микрокомпонентов в ОВ позволяет отнести его к сапропелевому типу с примесью гумусового материала. В образцах 19, 20, 22 и 24 сильнее развит альгинито-талломит, а в образце 19 чаще, чем в других, встречаются остатки рыб.

Органическое вещество (ОВ) «черных сланцев» по другим скважинам, как например скв. 361 (Капская котловина), за исключением образца 29, принадлежит к гумусовому типу, а в скв. 364 (Ангольская котловина) – к смешанному типу с некоторым преобладанием сапропелевого материала. Такой же, т.е. смешанный состав ОВ в «черных сланцах» скв. 386 и 387 в районе Бермудского поднятия и скв. 330 и 511

(плато Фолкленд). В ОВ этих скважин гумусовое вещество представлено фюзинитом, а в скв. 327 этого же района ОВ принадлежит к сапропелевому типу. Особенности распределения типов ОВ на площади распространения «черных сланцев» показывает фациальный профиль через скв. 402А и 400А в Бискайском заливе (рис. 7), содержание ОВ в которых колеблется от 0,42 до 3,3 %. ОВ в «черных сланцах» скв. 402А относится к гумусовому типу с небольшой примесью сапропелевого материала, а в скв. 400А ОВ представлено сапропелевым, в том числе альгинито-талломитовыми микрокомпонентами. Сопоставление комплекса генетических признаков «черных сланцев» по скв. 402А и 400А, с различными типами органического вещества в них, указывает на близкую фациальную принадлежность этих типов и на положение их в общем палеогеографическом плане в зоне мелководной прибрежно-морской седиментации. Гумусовый тип вещества в форме фрагментов тканей и крупного атрита, характерный для «черных сланцев» скв. 402А, в сочетании с обогащенностью их терригенным материалом, свидетельствуют о близости питающей провинции на континенте (о близости берега). Ходы илоедов, горизонтальная, прерывистая, волнистая, линзовидная, иногда косая слоистость осадков, разнообразная бентосная фауна в них, в том числе остатки мелководных моллюсков, говорят о мелководности осадков, в которых формировались «черные сланцы»

Таблица 2

Вещественный состав органического вещества «черных сланцев»

№ Скви.	Возраст	№ образца <sup>1</sup>	Современная глубина залегания	Органическое вещество, %	Типы микрокомпонентов <sup>3</sup>							R макс (в масле)				Стадия литогенеза	Пирит	Тип органического вещества		
					Альгинито-талломит	Альгинито-коллинит, гелинито-коллинит, гумосапро-коллинит	Теллинит-телинит	Фюзинито-гелинито-семифюзинито-телинит	Кутинит	Поллинит	Резинит	Животные остатки <sup>4</sup>	Витринита R <sub>0</sub>	Фюзинита	Альгинито-талломита				Витринита R <sub>0</sub>	Фюзинита
367	Верхний мел	17	616,0-625,0	33,49	4	5	2	2	2	2	3	2	3	2	0,30-0,35	1,30-1,40	0,14-0,19	3	Начальный и средний протогенез (ПК <sub>1</sub> и ПК <sub>2</sub> ), мягкий и матовый бурый уголь (B <sub>1</sub> , B <sub>2</sub> ) (по Н.В. Васосевичу) [1990]	Сапропеллевое с незначительным участием гумусового
	Верхний мел, сеноман	19	644,0-654	20,66	6	3	2	2	2	3	2	4	2	0,32-0,36	1,40	0,16-0,22	4			
	Нижний мел, альб	20	684,0-692	24,56	5	4	4	2	3	3	2	1	2	0,31-0,37	1,43	0,14-0,22	5			
	Нижний альб, Верхний апт	22	720,5-730,0	29,9	6	3	3	2	2	3	2	3	2	0,30-0,40	1,34-1,45	0,17-0,23	5			
	Нижний апт, баррем	23	777,5-787,0	2,0	6	3	2	3	1	3	2	2	3	0,32-0,42	1,50	0,21-0,24	4			
368	Верхний мел	59	834,5-844,0	0,79	1	1	2	2	Не встречены	1	1	1	1	0,37-0,42-0,50	1,38-1,46	0,23-0,25	3	Начальный апокататенез (АК1-АК2)		

Примечание. <sup>1</sup> № образца и глубина даны в соответствии с № и глубиной залегания керна; <sup>2</sup> Органическое вещество получено расчетным путем [Корчагина, Четверикова 1976]; <sup>3</sup> Количество дано в условных единицах: 6 – в массе; 5 – очень часто; 4 – часто; 3 – нередко; 2 – редко; 1 – единичные экземпляры; <sup>4</sup> Ввиду трудности точного раздельного определения указанных типов микрокомпонентов, дано суммарное их количество в этих же условных единицах, характеризующее относительное содержание «основной массы» в различных образцах «черных сланцев».

скв. 402А, а аутигенные прослои доломитов являются свидетелями появления осолоняющихся лагун.

Существенно сапропелевый тип органического вещества преимущественно альгинито-талломитовый в «черных сланцах» скв. 400А, сравнительно малое содержание гумусовых микрокомпонентов, как правило мелкоаттритной размерности в сочетании с небольшим количеством мелких частиц терригенного материала указывает на формирование «черных сланцев» скв. 400А в прибрежно-морской мелководной зоне седиментации более или менее удаленной от побережья. На это также указывает преимущественно горизонтальная слоистость осадков, содержащих значительное количество панцирей диатомей – любителей чистых вод. Следовательно, этот тип органического вещества оказывается характерным также для зоны прибрежно-морской мелководной седиментации, но более удаленной от линии побережья.

В Тихом океане [Тимофеев, 2000], в районе поднятия Хесса, для «черных сланцев» зоны прибрежно-морской мелководной седиментации в основании скв. 465А (рис. 8) характерен смещенный тип ОВ, в котором гумусовый материал представлен крупными и мелкими фрагментами тканей в форме гелинито-телинита «А» и главным образом «С», а сапропелевый состоит в основном из альгинито-талломита и примеси сапро-коллинита. Индикаторами мелководности этой зоны в скважине являются: остатки бентосных мелководных раковин моллюсков (пелециподы и остракоды) и других организмов, аутигенные прослои доломитов лагунных обстановок, а также выветрелые базальты, подчеркивающие существование суши перед отложением толщи «черных сланцев». Вверх по разрезу эта зона сменяется на более удаленную от линии побережья, одновременно смешанный тип ОВ «черных сланцев» сменяется на сапропелевый. Для «черных сланцев» скв. 463 (рис. 8) характерен сапропелевый тип ОВ (обедненный гумусовым материалом). Такой тип ОВ сочетается с почти полным отсутствием терригенных компонентов и присутствием радиолярий в осадках «черных сланцев», что предполагает их формирование в несколько иной зоне мелководной прибрежно-морской седиментации, относительно удаленной от линии побережья.

Исследования показывают, что в целом в отложениях меловых «черных сланцев» Миро-

вого океана преобладает сапропелевый тип ОВ, которому уделяется особое внимание, так как в последнее время получены новые данные о конкретных исходных микроорганизмах, послуживших источником его образования и накопления. В предыдущих наших исследованиях [Боголюбова и др., 1979; Боголюбова, Стукалова, 1984] было показано, что на их долю приходится почти все ОВ осадка, что составляет около 30 %  $C_{орг}$ . Вследствие не установленной в то время таксономической принадлежности этих растительных микроорганизмов, мы их описали под родовым названием «Органоглобула», в котором фиксируется органический состав стенки их клетки ( $C_{орг}$  более 71,0 %, и Н более 7,0 %) и характерная глобулярная, овальная форма колонии. При дальнейшем исследовании микробиот сапропелевого органического вещества черных сланцев с позиции микробиального анализа выяснилось, что основная часть биоты по своим морфологическим признакам, в том числе и названные нами ранее органоглобулы [Боголюбова, Тимофеев, 1978; Боголюбова и др., 1979; Тимофеев, Боголюбова, 1983; Боголюбова, Стукалова, 1984], принадлежат по определению В.М. Горленко (устное сообщение) к роду *Gloeocapsomorpha* (аналогичная современной *Gloeocapsa = Pleurocapsa = Entophysulis*) (рис. 9), который, по представлению J. Bauld [1984], формирует бентосные колониальные цианобактериальные сообщества (маты) в литоральной прибрежной зоне морских бассейнов, нередко покрывая береговые скалы, подвергающиеся обычно прибою.

Размер колоний колеблется от 10-20 до 50 мкм в зависимости от числа клеток, соответствующих одиночному микроорганизму, входящих в колониальное сообщество. Каждая клетка-микроорганизм в сообществе размером 1,5-2 мкм имеет отчетливую оболочку. Каждая сохранившаяся колония, состоящая из групп клеток, более или менее правильно расположенных по отношению друг к другу, одета капсулой. Глобулярная форма колоний отмечается постоянством своего габитуса и строения. В двусторонне полированных тонких шлифах они имеют бурый цвет и не имеют следов разложения. Как видно на снимках со сканирующего электронного микроскопа (рис. 10), колонии цианобактерий полые, снабжены га-зоотводными трубками, а также в ряде случаев сохранившимися ножками прикрепления к субстрату (рис. 10А).

Рис. 7. Схематический фациальный профиль толщи черных сланцев через скв. 400А и 402А, Бискайский залив.

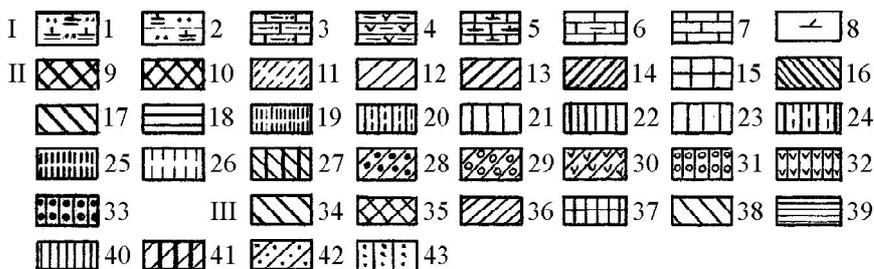
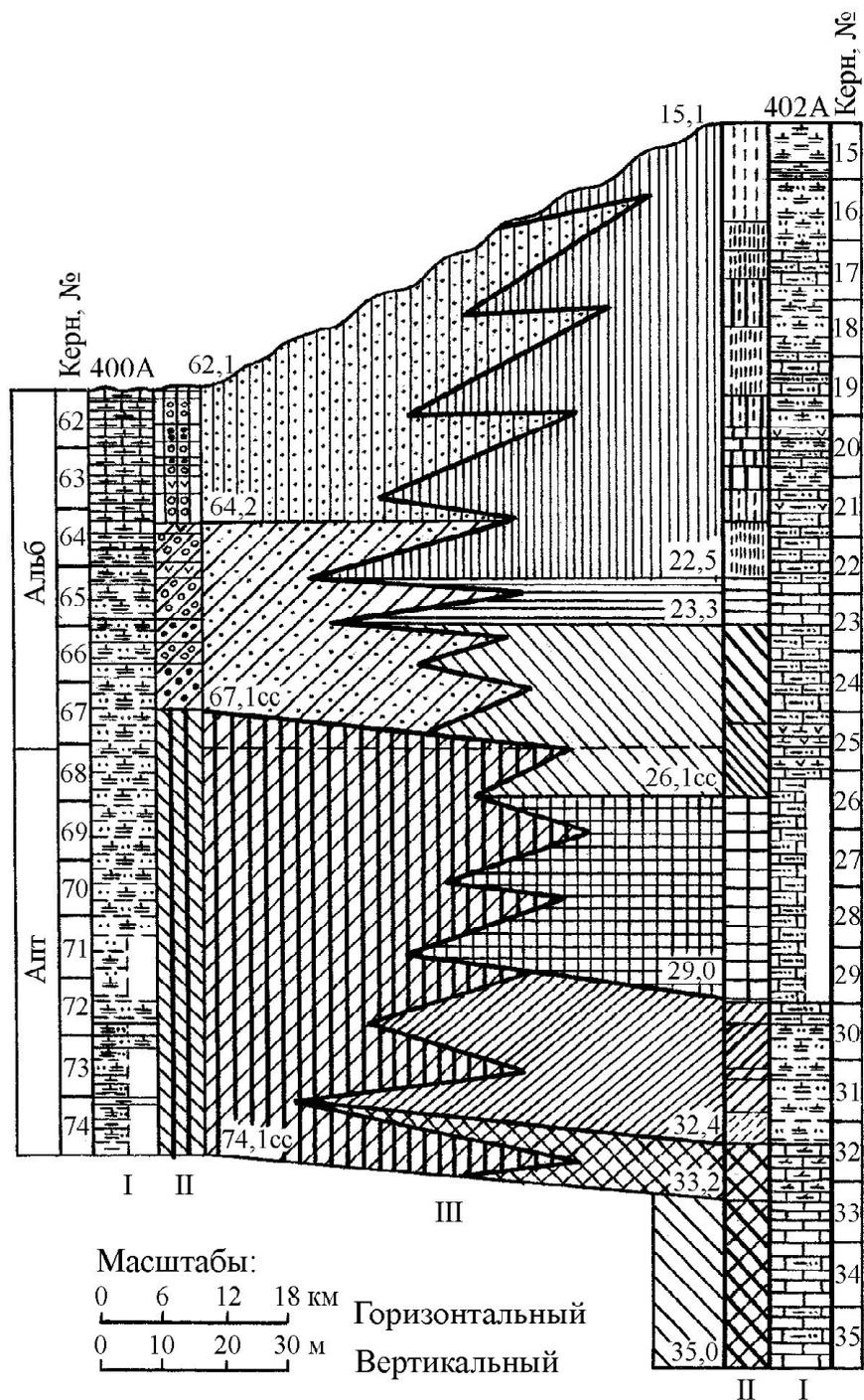
I. *Литологические типы осадков*: 1 – алевриты известково-глинистые, 2 – глины известково-алевритовые, 3 – мергели алевритовые, 4 – мергели доломитизированные, 5 – наномергели, 6 – известняки мергелистые, 7 – известняки, 8 – зерна доломита.

II. *Генетические типы осадков*: Скв. 402А: 9 – мергель алевритовый с прослоями мергелей глинистых и наномергелей с ОВ в основном гумусового типа, с горизонтально-волнистой, участками мелкой, косой штриховатой слоистостью; 10 – наномергель алевритовый светло-серый с кристаллами доломита и доломитизированными прослоями с ОВ (< 0,5 %) фюзинито-телинитового и фюзинито-коллинитового типов с сапро-гумо-коллинитом, раковинами фораминифер; 11 – глина алевритовая, известковистая серая, местами светло-серая с кристаллами доломита, с ОВ (0,5-1,5 %) фюзинито-телинитового типа, мелким карбонатным раковинным детритом, и кокколитами. 12 – глина алевритовая известковистая серая с кристаллами доломита, с ОВ (0,5-1,5 %) фюзинито-телинитового типа, с карбонатным детритом и кокколитами; 13 – мергель алевритовый темно-серый с ОВ (1-1,5-2,6 %) сапро-гумо-коллинитового и гелинито-телинитового типов, с обилием коколитов и мелко раковинного детрита, с цеолитами; 14 – глина алевритовая известковистая почти черная с ОВ (1,5-2 %) сапро-гумо-коллинитового типа с фюзинито-телинитом и гелинито-телинитом, с мелким карбонатным детритом раковин, кокколитами и цеолитами; 15 – глина алевритовая известковистая серая, темно-серая: 16 – чередование наномергелей доломитизированных и мергелей без доломита с ОВ (0,5-1-2 %) фюзинито-телинитового, фюзинито-коллинитового и сапро-гумо-коллинитового типов, с обилием коколитов и карбонатного раковинного детрита, спикулами кремниевых губок, с цеолитами; 17 – мергель алевритовый темно-серый, местами почти черный с ОВ (1-2 %) сапро-гумо-коллинитового и фюзинито-телинитового типов, с обилием коколитов, мелким карбонатным раковинным детритом, спикулами губок, цеолитами; 18 – известняк ракушняковый алеврито-глинистый светло-серый, местами серый с ОВ (< 0,5 %) фюзинито-телинитового типа, редкими спикулами губок, цеолитами; 19 – мергель алевритовый темно-серый с ОВ (1-1,5 %) сапро-гумо-коллинитового типа с гелифюзинито-телинитом с карбонатным раковинным детритом, спикулами губок, костями рыб, кокколитами, скелетами иглокожих; 20 – чередование мергелей доломитизированных и мергелей с кристаллами доломита и гипса с ОВ (< 1 %) фюзинито-телинитового типа, с мелким карбонатным раковинным детритом, с кокколитами, спикулами губок, скелетами иглокожих; 21 – глина алевритовая известковистая с кристаллами доломита, с ОВ (1-1,5 %) фюзинито-телинитового и гелинито-телинитового типов, с сапро-гумо-коллинитом, раковинным детритом, спикулами губок, костями рыб, скелетами иглокожих; 22 – мергель алевритовый с кристаллами доломита и гипса серый с ОВ (< 1 %) фюзинито-телинитового и гелинито-телинитового типов с сапро-гумо-коллинитом, с мелким карбонатным раковинным детритом, кокколитами, спикулами губок, костями рыб, цеолитами, скелетами иглокожих; 23 – мергель алевритовый доломитизированный с гипсом, с ОВ (< 1 %) фюзинито-телинитового типа, карбонатным раковинным детритом, кокколитами, кремневыми губками, цеолитами, скелетами иглокожих; 24 – глина алевритовая известковистая темно-серая с ОВ (1-1,7 %) сапро-гумо-коллинитового и гелинито-телинитового типов, с обилием обломков карбонатных раковин, спикул губок, костей рыб, кокколитами и скелетами иглокожих; 25 – алеврит мелкозернистый известково-глинистый темно-серый с ОВ (1-1,6 %) сапро-гумо-коллинитового типа, с гелинито-телинитом, обломками карбонатных раковин, спикулами губок, цеолитами, костями рыб, кокколитами, скелетами иглокожих; 26 – алеврит мелкозернистый известковисто-глинистый серый, с прослоями мергеля алевритового с кристаллами доломита, с ОВ (< 1 %) с сапро-гумо-коллинитом, фюзинито-телинитом и гелинито-телинитом, обломками карбонатных раковин и их детрита спикулами кремнистых губок, скелетами иглокожих; Скв. 400А: 27 – чередование глин алевритовых слабо известковистых серых, темно-серых и мергелей алевритовых серых с ОВ (0,2-0,7 %) фюзинито-телинитового и гелинито-телинитового типов с гумо-сапро-коллинитом и меняющимся содержанием коколитов; 28 – глина алевритовая известковистая темно-серая с ОВ (> 1 %) сапро-коллинитового типа с гелинито-телинитом, фюзинито-телинитом, обилием цеолитов, панцирей диатомовых водорослей, с кокколитами и радиоляриями; 29 – глина алевритовая известковистая серая с ОВ (< 1 %) фюзинито-телинитового и гелинито-телинитового типов с цеолитами, панцирями диатомовых водорослей, радиоляриями и кокколитами; 30 – глина алевритовая оливково-черная с ОВ (около 3 %) альгинито-талломитового и гумо-сапро-коллинитового типов и гелинито-телинитом, обилием цеолитов, кокколитами, панцирями диатомовых водорослей, радиоляриями; 31 – наномергель алевритовый с ОВ (0,1-0,3 %) сапро-коллинитового и фюзинито-телинитового типов, с обилием фораминифер, с радиоляриями и мелким карбонатным раковинным детритом; 32 – наномергель алевритовый темно-серый, оливковый с ОВ (около 3 %) альгинито-талломитового и гумо-сапро-коллинитового типов с фюзинито-телинитом, обилием фораминифер, цеолитов, радиоляриями и карбонатным раковинным детритом; 33 – наномергель алевритовый серый с ОВ (0,5-1,2 %) гумо-сапро-коллинитового и гелинито-телинитового типов, обилием фораминифер, цеолитов, с радиоляриями и мелким карбонатным раковинным детритом.

## ИСТОЧНИК ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА

III. Фашии: Скви. 402А: 34 – органогенно-карбонатно-глинистых осадков относительно мелководной зоны прибрежно-морской седиментации; 35 – мергелистых осадков с аллотигенными гумусовыми микрокомпонентами ОВ зоны прибрежно-морской мелководной, периодически заливно-лагунной седиментации; 36 – известково-глинистых осадков с преобладанием сингенных сапропелево-гумусовых микрокомпонентов ОВ зоны прибрежно-морской мелководной седиментации; 37 – глинисто-известковистых осадков зоны прибрежно-морской мелководной седиментации; 38 – мергелистых осадков с сингенными сапропелево-гумусовыми и аллотигенными гумусовыми микрокомпонентами ОВ зоны прибрежно-морской мелководной, периодически заливно-лагунной седиментации; 39 – известковых глинистых осадков с аллотигенными гумусовыми микрокомпонентами ОВ зоны прибрежно-морской мелководной, периодически заливно-лагунной седиментации; 40 – карбонатно-алеврито-кремнисто-глинистых осадков с гумусовыми аллотигенными и сингенными сапропелево-гумусовыми микрокомпонентами ОВ зоны прибрежно-морской мелководной, периодически заливно-лагунной седиментации;

Скви. 400А: 41 – известково-глинистых осадков с аллотигенными гумусовыми микрокомпонентами ОВ зоны прибрежно-морской относительно глубоководной и удаленной от берега седиментации; 42 – известково-кремнистых глинистых осадков с сингенными сапропелевыми и аллотигенными гумусовыми микрокомпонентами ОВ зоны прибрежной, прибрежно-морской относительно глубоководной, удаленной от берега седиментации; 43 – мергелистых осадков с сингенными сапропелевыми микрокомпонентами ОВ зоны прибрежно-морской относительно глубоководной и удаленной от берега седиментации.



Таким образом, основным источником сапропелевого органического вещества меловых «черных сланцев». Мирового океана (Атлантический, Тихий, Индийский) явились не планктонные микроорганизмы, как считает абсолютное большинство зарубежных [Schlanger, Jenkyns, 1976; Brumsac, 1980; Nature..., 1982; Rullkötter, 1985] и многих отечественных [Крашенинников, Басов, 1985; Холодов, Недумов, 1991, 2005] исследователей, а *бентосные цианобактериальные коккоидные сообщества, которые продуцировали органогенное сапропелевое вещество «черных сланцев» в геологической истории мела Мирового океана* [Боголюбова, Тимофеев, 1978; Боголюбова, Стукалова, 1984; Тимофеев, 2000, 2005].

Фототрофный характер цианобактериальных сообществ [Тимофеев, Боголюбова, 1984] указывает на мелководный генезис черных сланцев с глубиной морского бассейна седиментации, определяемой масштабом фотической зоны не более 50-60 м, что полностью опровергает мнение большинства других исследователей,

считающих черные сланцы глубоководными образованиями (глубина бассейна 1500-3500 м [Холодов, Недумов, 1991]), вызывая при этом образование черных сланцев с существованием аноксических условий [Крашенинников, Басов, 1985; Шлегель, 1987; Холодов, Недумов, 1991], которые проявляются, по их мнению, в обогащении отложений «черных сланцев» органическим веществом. Однако цианобактерии как бентосные фотосинтезирующие микроорганизмы [Тимофеев, Боголюбова, 1983] в процессе фотосинтеза высвобождают большое количество кислорода в окружающую среду за счет фотосинтезирующей деятельности цианобактерий [Перельман, 1961]. При этом кислород [Виноградов, 1972], выделяющийся при фотосинтезе, получается при разложении воды, водород используется на восстановление углекислого газа и участвует в образовании органических соединений тела организма. Источником энергии, затраченной на осуществление фотосинтеза, является солнце. В связи с этим, А.В. Лапо [1987]

---

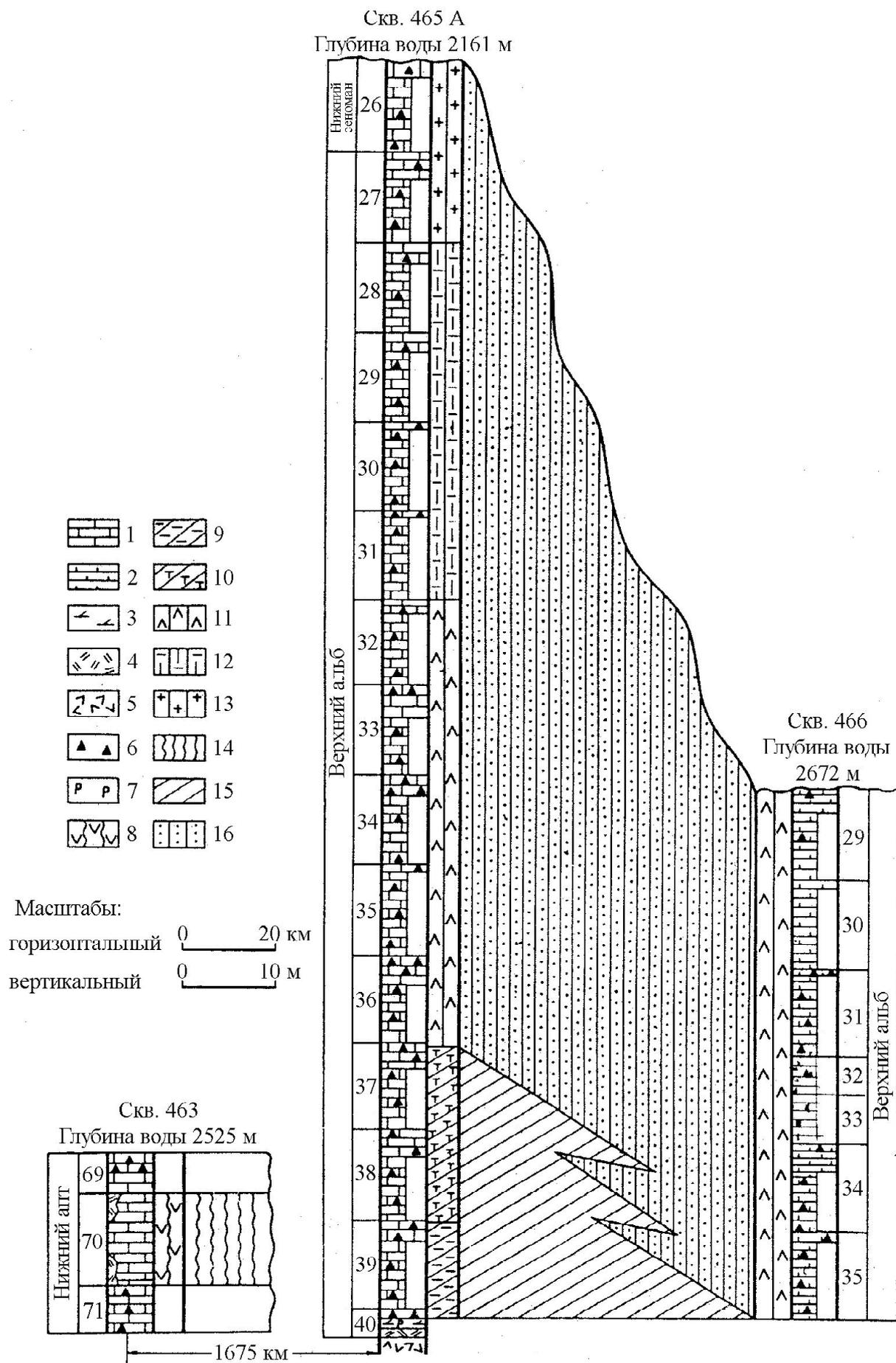
Рис. 8. Схематический фациальный профиль толщи меловых отложений через скв. 465А и 466 и литолого-фациальный разрез по скв. 463.

*Литологические типы осадков:* 1 – известняк; 2 – наннофоссиливый мел; 3 – доломит; 4 – вулканический пепел; 5 – основные изверженные породы; 6 – кремни; 7 – пирит.

*Генетические типы осадков:* 8 – известково-нанновый радиолярит серый (до темно-серого, иногда черного, с оливковым оттенком), со слоистостью то более, то менее ясной горизонтальной, участками – перепутанной, с большим количеством радиолярий, пеплом, органическим веществом (0,1-5,5 %) сапро-коллинитового и альгинито-талломитового состава; 9 – фораминиферово-нанновый перекристаллизованный известняк серый до темно-серого с оливковым оттенком, с горизонтально-волнистой, участками однонаправленной, косой выполаживающейся слоистостью, повышенным содержанием терригенного материала, кристаллами и прослоями доломита, органическим веществом (0,2-3,5 %) сапро-коллинитового и альгинито-талломитового состава, обилием витринита; 10 – фораминиферово-нанновый перекристаллизованный известняк серый до темно-серого и черного с оливковым оттенком с горизонтальной, участками мелкой, пологой, косой слоистостью, органическим веществом (0,1-7,5 %) сапро-коллинитового и альгинито-талломитового состава, с витринитом; 11 – фораминиферово-нанновый перекристаллизованный известняк серый до темно-серого и черного с оливковым оттенком, с горизонтальной, участками мелкой, пологой, косой слоистостью, органическим веществом (0,1-8,6 %) сапро-коллинитового и альгинито-талломитового состава; 12 – фораминиферово-нанновый перекристаллизованный известняк, серый иногда темно-серый и черный с оливковым оттенком с преобладающей то более, то менее ясной горизонтальной слоистостью, органическим веществом (0,1-1,9, иногда 6,1 %) сапро-коллинитового и альгинито-талломитового состава; 13 – фораминиферово-нанновый перекристаллизованный известняк серый до темно-серого с оливковым оттенком однородный, участками слабогоризонтальнослоистый с органическим веществом (0,1-2,5 %) сапро-коллинитового и альгинито-талломитового состава.

*Фацции:* 14 – биогенных известково-кремнистых осадков с сингенными сапропелевыми микрокомпонентами зоны относительно глубоководной морской седиментации; 15 – карбонатных осадков с сингенными сапропелевыми и аллотигенными гумусовыми микрокомпонентами органического вещества зоны мелководной прибрежно-морской седиментации; 16 – карбонатных осадков с сингенными сапропелевыми микрокомпонентами органического вещества зоны относительно глубоководной и удаленной от берега прибрежно-морской седиментации.

ИСТОЧНИК ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА



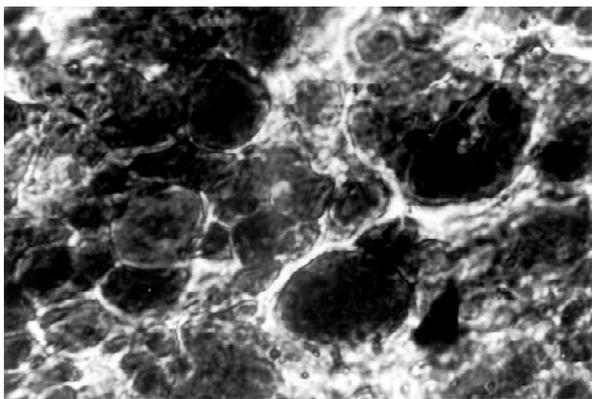


Рис. 9. Колония бентосных цианобактерий. Скв. 327. Плато Фолкленд. Тонкий шлиф,  $\times 220$ , ник. ||.

указал, что бурное развитие цианобактерий в докембрии создало кислородную атмосферу Земли, и, таким образом, им мы обязаны своим существованием.

Следовательно, в момент образования черных сланцев обстановка не была аноксической. Подтверждением этому является также широкая гамма сингенных гелефицированных микрокомпонентов в органическом веществе «черных сланцев» гумусового ряда – продуктов окисленного микробиального разложения тканей высших растений, поступающих в реакционноспособном виде с континента в бассейн седиментации.

На подвижность водной среды в бассейне седиментации, а следовательно, и на значительную аэрацию среды в нем, указывает также наличие в осадках «черных сланцев» различных типов слоистости [Тимофеев, 1969] (рис. 11, 12).

Обогащенность черных сланцев органическим веществом обусловлена не аноксическими событиями в момент их формирования, а высокой продуктивностью цианобактерий, которая определяется величинами от 2,5-4,5 до 8,0-10 г  $C_{орг}$  на  $m^2/сут$  [Krumbein, 1977]. При продукции мата, равной 2,5 г/ $m^2$  в сутки за 1 млн. лет суммарная продуктивность на площади 1  $km^2$  составит 9 млрд. т [Жмур и др., 1994]. Эта величина свидетельствует о том, что цианобактериальный мат способен продуцировать ОВ в количестве, необходимом для создания самых обогащенных  $C_{орг}$  осадочных толщ. Также отметим, что отмершие цианобактериальные маты не подлежат микробиальному разложению вследствие содержания в их биомассе большого количества липидного вещества (25%), противостоящего разложению биомассы.

В связи с активным развитием в настоящее время нефтепоисковых работ в акватории шельфа океанов геохимические показатели органического вещества черных сланцев Мирового океана в сочетании с данными литолого-фациального анализа осадков глубоководных скважин приобретают роль основных критериев оценки их нефтематеринского потенциала. Для решения этого вопроса благоприят-

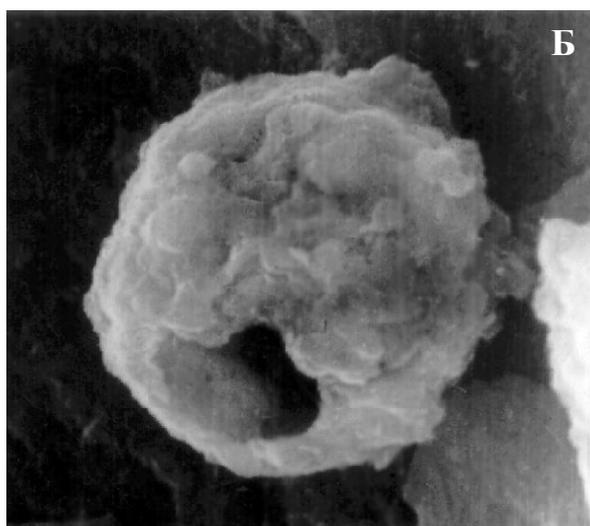
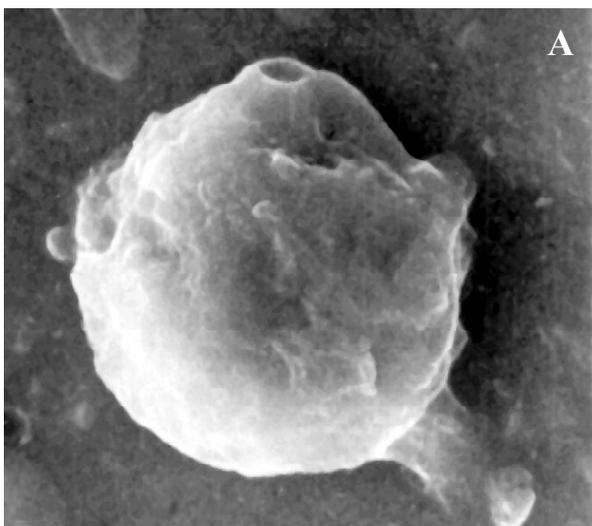


Рис. 10. Колония цианобактерий в капсуле.

Сканирующий микроскоп.  $\times 1200$ . Ник. ||. А – Скв. 465А, глубина 270-279. Поднятие Хесса. Видна ножка прикрепления к субстрату. Б – Скв. 367. Котловина Зеленого Мыса. Видно газоотводное отверстие.

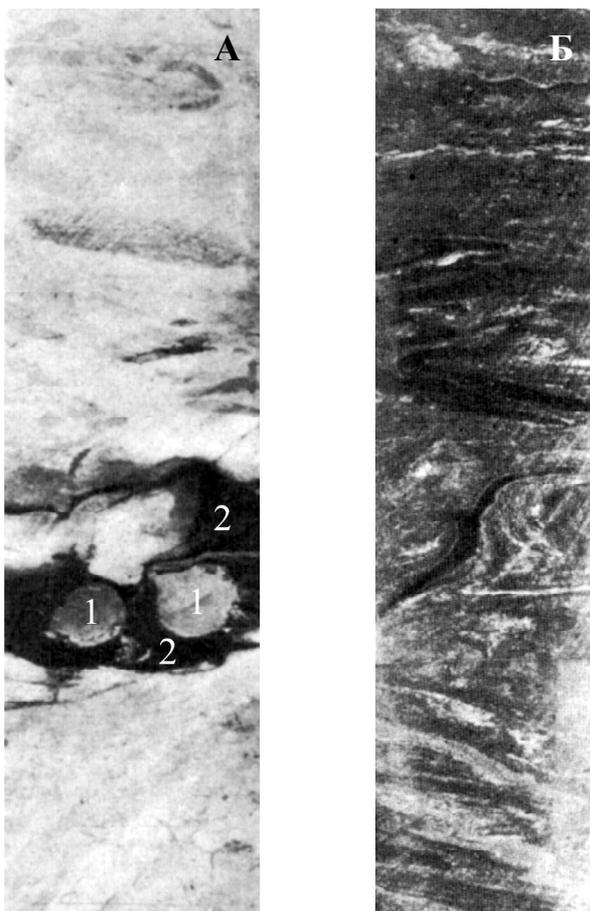


Рис. 11. Разрезы осадков «черных сланцев» по скв. 402А зоны прибрежно-морской мелководной, периодически заливно-лагунной седиментации.

А – наномергель алевритовый светло-серый с кристаллами доломита и доломитизированными прослоями. Присутствует ОВ (< 0,5 %) фюзинито-семифюзинито-телинитового и фюзинито-коллинитового типов с сапро-гумо-коллинитом, а также фораминиферы и мелкие обломки карбонатных раковин. В центре образца – скопление конкреций пирита (1), между которыми залегает витринизированная древесина (2) низкой степени углефикации. Тип 402А 1а, обр. 32-2;

Б – мергель серого цвета с горизонтально-волнистой и линзовидной слоистостью, текстурами взмучивания и ходами илоедов. Присутствует более или менее равномерно распределение в осадке ОВ (< 1,0 %) фюзинито-коллинитового и фюзинито-телинитового типов. Наблюдаются мелкие карбонатные раковины, их детрит, кокколиты, спикулы кремневых губок, цеолиты, скелеты иглокожих. Тип 402А. 6б, обр. 21-3.

Рис. 12. Разрезы осадков «черных сланцев» по скв. 400А зоны прибрежно-морской седиментации.

А – наномергель алевритовый серый, темносерый, иногда оливково-серый с четко выделенными прослоями, обогащенными ОВ (до 3,0 %), альгоголломитового и гумо-сапроколлинитового типов, с фюзинито- и семифюзинито-телинитом. Обильны фораминиферы, цеолиты, радиолярии и детрит карбонатных раковин. Наблюдаются текстуры илоедов, мелкие следы оползания и взмучивания. Тип 400А. 3б, обр. 63-4;

Б – наномергель алевритовый, светло-серый с участками оливково-черного цвета с полойно распределенным ОВ (0,5-1,2 %) гумо-сапро-коллинитового и фюзинито-телинитового типов. Обильны фораминиферы, цеолиты, радиолярии и детрит карбонатных раковин. Прослои ОВ обладают горизонтальной, горизонтально-волнистой прерывистой, участками линзовидной слоистостью. Обнаруживаются редкие текстуры илоедов. Тип 400А. 3в, обр. 62-5;

В – тот же тип. 400А. 3в, обр. 62-3.

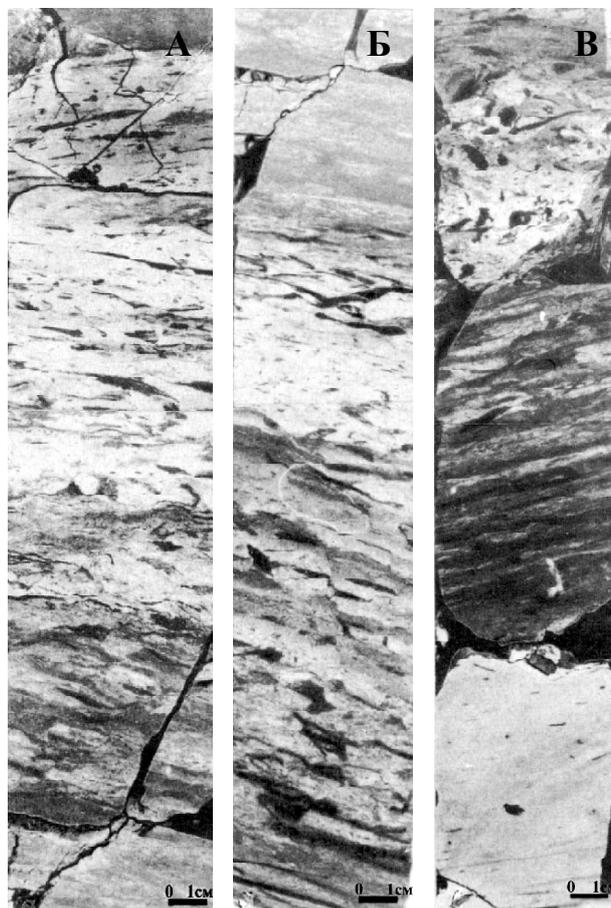


Таблица 3

Содержание и компонентный состав хлороформенного битумоида «А» (ХБА) органического вещества «черных сланцев» котловины Зеленого мыса

Скважина	Возраст	№ образца <sup>1</sup>	Глубина, м	С орг., %	ОВ <sup>2</sup> , %	Содержание ХБА, %		Компонентный состав ХБА, %					Спиртобензольные смолы
						В исходной породе	В органическом веществе (ХБА) <sup>3</sup>	Масла (углеводороды)	Петролейно-эфирные смолы	Бензольные смолы	Спиртобензольные смолы	Асфальтены	
367	Верхний мел	17	616,0-625,0	23,62	33,49	1,40	4,21	5,80	4,98	12,50	47,03	32,58	3,76
	Верхний мел, (сеноман)	19	644,5-654,0	14,84	20,66	0,74	3,53	4,70	5,10	15,52	58,17	29,49	3,75
	Нижний мел, альб	20	684,0-692,0	17,30	24,56	0,69	2,81	4,66	5,49	9,21	36,22	35,94	3,99
	Нижний альб, верхний апт	22	720,5-730,0	21,17	29,90	0,86	2,88	7,60	6,76	12,27	55,51	19,98	4,52

Примечание. <sup>1</sup> № образца и глубина даны в соответствии с номером и глубиной залегания керна в скважине; <sup>2</sup> ОВ – органическое вещество получено расчетным путем [Корчагина, Четверикова, 1976]; <sup>3</sup> ХБА = ХБА/ОВ·100 % – коэффициент битуминозности.

ным объектом явились черные сланцы котловины Зеленого Мыса (скв. 367) с высокой концентрацией органического вещества (33,49 %, табл. 2, 3), определившей возможность применения широкого комплекса геохимических методов исследования и получения при этом исчерпывающей информации [Барташевич, Боголюбова, 1979].

Основное внимание нами было уделено геохимическому исследованию хлороформенного битумоида А<sup>1</sup> (ХБА) (табл. 3) как наиболее информативной составляющей органического вещества «черных сланцев» в процессах нефтеобразования. Из табл. 3 видно, что основными компонентами ХБА являются асфальтены (19,9-35,94 %) и спирто-бензольные смолы (36,22-58,17 %). Бензольные и петролейно-эфирные смолы содержатся в ограниченном количестве (9,21-15,52 % и 4,98-6,76 %), а масла составляют наименьшую долю в балансе ХБА (4,66-7,60 %). Низкое содержание петролейно-эфирных смол в составе ХБА указывает, что гумусовой компоненты было мало в органическом веществе исследуемых черных сланцев скв. 367. Обедненность маслами и обогащенность ХБА асфальтенами, а также спирто-бензольными смолами указывает на начальную стадию катагенеза органического вещества, усиление которого намечается с глубиной погружения «черных сланцев». Это фиксируется и увеличением содержания масел в составе ХБА с 5,80 до 7,60 % и попутным уменьшением асфальтенов (32,58-19,98 %), что согласуется с одновременным возрастанием в этом направлении величины отражения витринита R<sup>m</sup> с 0,30-0,35 до 0,42-0,5 % (табл. 2). Сказанное подтверждается и результатами структурного анализа ХБА и его компонентов в черных сланцах скв. 367, полученных с помощью метода инфракрасной спектроскопии [Барташевич, Боголюбова, 1979].

Во всех образцах структура ХБА и его компонентов характеризуется преобладанием соединений алифатического строения. В маслах основу составляют длинные парафиновые цепи с полосами поглощения (п.п. 1380, 1460), сопряженные с большим количеством кислородных структур (бугор в области п.п. 1000-1200 см<sup>-1</sup> и диффузное «плато» в области 1720

см<sup>-1</sup>). Ароматические структуры отсутствуют. Во всех фракциях смол присутствуют длинные парафиновые цепи, сопряженные с кислородными структурами, количество которых увеличивается от петролейно-эфирных смол к спирто-бензольным. Кислородные структуры кислотного и спиртового типов (п.п. 1720, 100-1200 см<sup>-1</sup>). Структуры фтолатного типа (сложные эфиры ароматических кислот) отсутствуют, что указывает на восстановительную обстановку превращения отмершего растительного материала в период седиментогенеза. Это проявляется наличием в микроструктуре органического вещества черных сланцев широкой гаммы гелефицированных микрокомпонентов гумусового ряда – продуктов микробиального разложения тканей высших растений, поступавших в бассейн седиментации с континента. Ароматические структуры, являющиеся обязательным элементом органических смол, не проявляют себя самостоятельными (отсутствие или слабое проявление – п.п. 1610 см<sup>-1</sup>), что объясняется высокой сопряженностью ароматических колец с парафиновыми цепями и кислородными группировками, которые «блокируют» ароматические структуры и снижают интенсивность колебательных движений, вызываемых инфракрасным излучением.

Структурная характеристика ХБА и компонентов показывает, что битуминозное вещество «черных сланцев» котловины Зеленого Мыса по скв. 367 находится в самой начальной стадии преобразования в ходе литогенеза. Вместе с тем, увеличение содержания масел в ХБА с глубиной погружения, сопровождаемое уменьшением содержания асфальтенов, увеличением жидких углеводородов в маслах ХБА с 3,0 до 13 % и тенденция увеличения величины отражения витринита (табл. 2) свидетельствуют о постседиментационной эволюции органического вещества и осадка «черных сланцев» в целом в направлении развития процессов нефтеобразования.

Следовательно, «черные сланцы» можно рассматривать как потенциально нефтематеринские толщи, а источник их органического вещества – *цианобактериальные сообщества* – маты – как источник материнского вещества нефти [Перельман, 1961].

<sup>1</sup> Экстракция ХБА и разделение его выполнены по методике Ю.И. Корчагиной, О.П. Четвериковой [1976].

### Список литературы

- Барташевич О.В., Боголюбова Л.И.* Геохимия органического вещества «черных сланцев котловины Зеленого мыса (восточная Атлантика) и их нефтематеринский потенциал // Литология и полез. ископаемые. 1979. № 2. С. 29-35.
- Боголюбова Л.И., Стукалова И.Е.* Исходный материал сапропелевого вещества меловых «черных сланцев» Атлантического океана // Проблемы Мирового океана. Минералогия и геохимия Атлантического океана. М.: Наука, 1984. С. 84-91.
- Боголюбова Л.И., Тимофеев П.П.* Состав органического вещества «черных сланцев» котловины «Зеленого мыса» (восточная Атлантика) и их нефтематеринский потенциал // Литология и полез. ископаемые. 1978. № 5. С. 3-16.
- Боголюбова Л.И., Тимофеев П.П., Пронин С.В.* Микрокомпонентный состав органического вещества « черных сланцев» Бискайского залива и их нефтематеринский материал // Накопление и преобразование сидикахитов. М: Наука, 1979. С. 18-38.
- Вассоевич Н.Б.* Избранные труды. Литология и нефтегазоносность. М.: Наука, 1990. 264 с.
- Вернадский В.И.* Избранные сочинения. Т. 5. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 422 с.
- Виноградов А.П.* Геохимическая история кислорода и фотосинтез // Изв. АН СССР. Сер. ботан. 1972. № 3.
- Жмур С.И., Розанов А.Ю., Соколов Б.А. и др.* Бактериальные маты как источник материнского вещества нефти // Докл. РАН. 1994. Т. 334. № 6. С. 742-744.
- Корчагина Ю.И., Четверикова О.П.* Методы исследования рассеянного органического вещества осадочных пород. М.: Недра, 1976. 228 с.
- Крашенинников В.А., Басов И.А.* Стратиграфия мела Южного океана. М.: Наука, 1985. 174 с.
- Лапо А.В.* Следы былых биосфер. М.: Знание, 1987. 208 с.
- Международный толковый словарь по петрологии углей. М.: Наука, 1965. 266 с.
- Перельман А.И.* Геохимия ландшафта. М.: Госгеографиздат, 1961. 495 с.
- Тимофеев П.П.* Геология и фации юрской угленосной формации южной Сибири. М.: Наука, 1969. 558 с.
- Тимофеев П.П.* Генетическое учение об осадочных геологических формациях (к теории формационного анализа) // Осадочные бассейны Урала и прилегающих регионов: Закономерность строения и минералогия. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2000. С. 15-27.
- Тимофеев П.П.* Эволюция угленосных формаций в истории Земли. М.: Наука, 2005. 220 с.
- Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И.* Меловые сапропелевые отложения гор Маркус-Неккер и возвышенности Хесса // Проблемы литологии Мирового океана. М: Наука, 1983. С. 84-96.
- Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И.* Седиментогенез и ранний литогенез голоценовых отложений в областях приморского торфонакопления (Колхида, Южная Прибалтика, Западная Куба, Флорида). М.: Наука, 1998. 430 с.
- Шлегель Н.В.* Общая микробиология. М.: Мир, 1987. 566 с.
- Холодов В.Н., Недумов Р.И.* О геохимических критериях появления сероводородного заражения в древних водоемах // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 12. С. 74-99.
- Холодов В.Н., Недумов Р.И.* О применении молибденового модуля к реконструкции газового состава вод меловой Атлантики // Докл. РАН. 2005. Т. 400. № 2. С. 250-253.
- Bauld I.* Microbial mats in marginal marine environments. Shark Bay, Western Australia and Spenser Gulf South Australia // Mikrobial mats: Stromatolites. 1984. V. 3. P. 39-58.
- Brumsac H. J.* Geochemistry of Cretaceous black shales from the Atlantic Ocean (DSDP Legs 11, 14, 36, and 41) // Chem. Geol. 1980. V. 31. P. 1-25.
- Krumbein W.E.* Primary production mat formation end lithification changes of oxygenic and facultative anoxygenic cyanophytes (cyanobacteria) // Fossilagae. Berlin: Springer, 1977. P. 36-57.
- Nature and Origin of Cretaceous Carbon-rich Facies / S.O. Schlanger, M.B. Cita (eds.). London: Acad press, 1982. 222 p.
- Rullkötter J.* Schwarzschiefer in der Tief-See // Entstehung und Kohlenwasserstoff-potential. Energietechnol. Grundlagenforsch. Kernforschungsanl. 1985. P. 25-30.
- Schlanger S.O., Jenkyns H.C.* Cretaceous oceanic anoxis events: existence and consequences // Geologie en Mijnbouw. 1976. V. 55. P. 179-184.

Рецензент доктор геол.-мин. наук В.П. Алексеев