

III. Геология моря

УДК 551.352 (261)

ДОННЫЕ ОСАДКИ ПОДВОДНЫХ ОКРАИН МАТЕРИКОВ В ЮЖНОЙ АТЛАНТИКЕ

Д. Е. Гершанович, И. К. Авилов, И. П. Зарихин

Известно, что многие районы подводных окраин материков на юге Атлантического океана, характеризующиеся высокой биологической продуктивностью и значительными, устойчивыми скоплениями донных

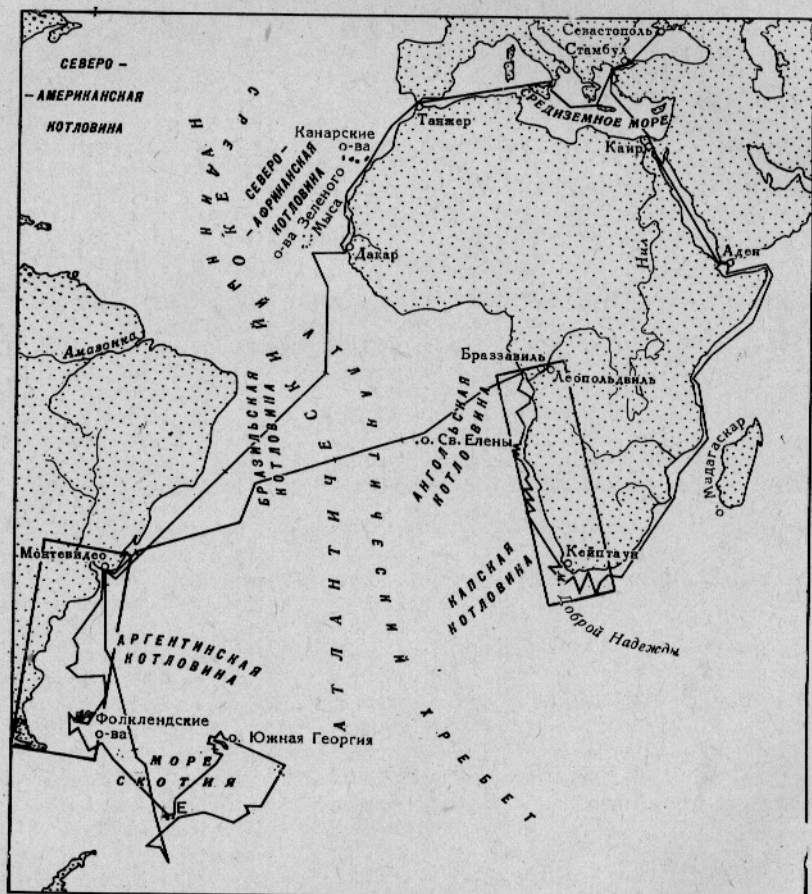


Рис. 1. Маршрут экспедиции научно-поискового судна «Академик Книпович» и районы детальных работ на подводных окраинах Южной Атлантики и Юго-Западной Африки в 1965 г. (обведены четырехугольниками).

и пелагических рыб, широко используются для донного тралового промысла. Однако их осадочный покров, весьма важный при траловом рыболовстве, изучен пока недостаточно.

Наряду с практической стороной исследования донных осадков вдоль побережий Юго-Западной Африки и Южной Америки весьма су-

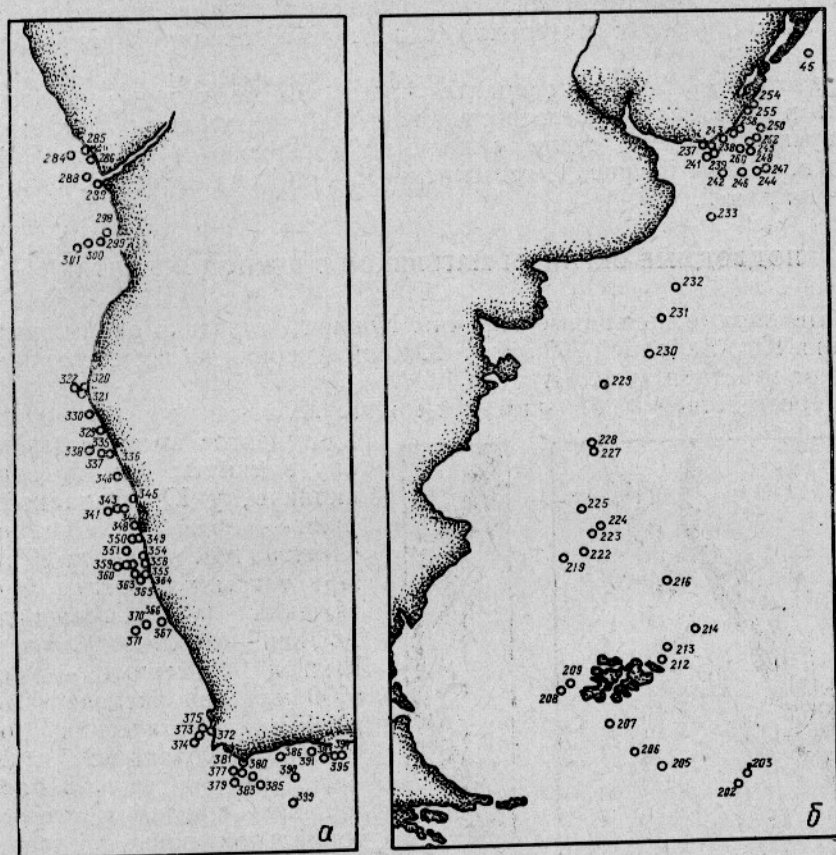


Рис. 2. Размещение грунтовых станций на подводных окраинах: а — Юго-Западной Африки; б — Южной Америки.

щественна и теоретическая сторона. Меридиональная протяженность подводных окраин материков, четко выраженная климатическая зональность, воздействие крупнейших течений Южной Атлантики, подъем глубинных вод, локализация районов с интенсивным влиянием речного стока вместе со специфическим рельефом и другими осадкообразующими факторами — вот те вопросы, которые требуют всестороннего и глубокого изучения. Такое изучение только еще начинается.

Лишь в единичных работах характеризуются осадки отдельных шельфовых и прибрежных областей Южной Америки (Уриен, 1966; Ewing et al, 1963; Gilson, 1951; Matthews, 1934 и др.). Гораздо больше литературы по шельфовым осадкам Юго-Западной Африки, особенно в связи с поисками алмазов близ устья р. Оранжевой и к северу от него (статьи в журналах «Mining Journal», «South African Mining and Engineering Journal», 1964), а также в связи с советскими научно-промышленными исследованиями в районе Бенгельского течения и шельфа Юго-Западной Африки (Авилов, Гершанович, 1967, 1969, 1970; Батурий, 1969; Гершанович, 1966; Емельянов, Сенин, 1969; Просви́ров, Васильев,

1969; Сенин, 1969 а, б). Некоторые данные о районе близ устья р. Конго приводятся в известной работе Б. Хизена и др. (Heezen et al, 1964).

Нельзя не подчеркнуть, что именно в ходе советских научно-промысловых исследований были получены многие основные материалы, позволяющие наметить ведущие закономерности седиментационного процесса в пределах материковых подводных окраин Южной Атлантики.

В настоящей работе приводятся новые данные, которые удалось получить в ходе дальнейшего исследования проб, собранных экспедицией на научно-поисковом судне «Академик Книпович» в 1965 г. Районы работ показаны на рис. 1, размещение станций, на которых взяты пробы, — на рис. 2.

ПОДВОДНЫЕ ОКРАИНЫ МАТЕРИКОВ В ЮЖНОЙ АТЛАНТИКЕ

Материковые подводные окраины Южной Атлантики окаймляют побережья Юго-Западной Африки и Южной Америки на всем протяжении к югу от экватора (рис. 3).

В соответствии с близким к меридиональному простираению края

континентов также по меридиану вытянуты их подводные окраины, у Юго-Западной Африки — почти до 35° ю. ш., у Южной Америки — до 55° ю. ш. При таком колоссальном протяжении (у Юго-Западной Африки — около 4000 км, а у Южной Америки — более 6000 км) они располагаются в разных климатических зонах южного полушария: подводная окраина Юго-Западной Африки — на самом юге экваториальной зоны, в тропической и субтропической, Южной Америки — в этих же зонах, а также — в умеренной.

Комплекс климатических и океанологических условий на подводных окраинах Южной Атлантики усложняется воздействием теплых и холодных течений. У Юго-Западной Африки такое воздействие оказывает мощное Бенгельское течение, направленное с юга на север, у Южной Америки — холодное Фолклендское и теплое Бразильское течения, тоже характеризующиеся субмеридиональным направлением. На динамику вод в пределах подводных окраин материков существенно влияют перифе-

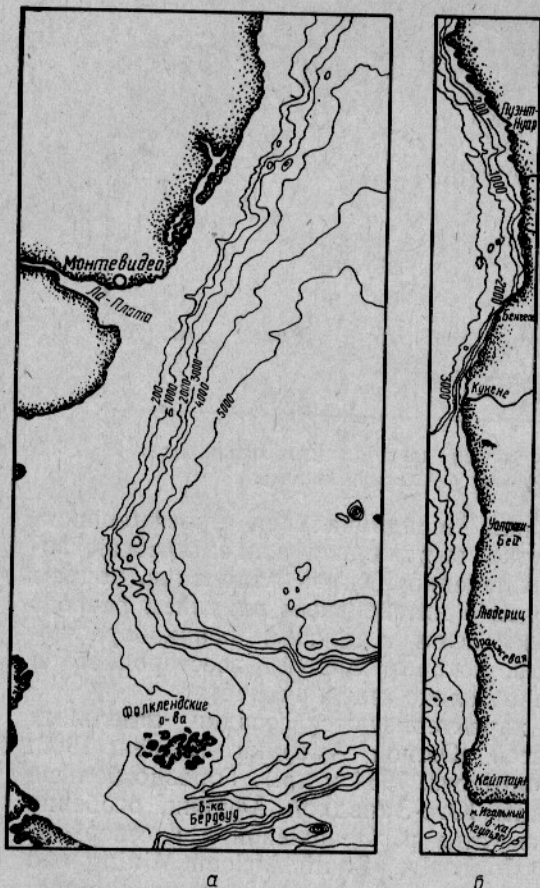


Рис. 3. Батиметрические схемы подводных окраин:

а — Южноатлантического побережья Южной Америки; б — Юго-Западной Африки.

рические области крупных океанических круговоротов. Важнейшее значение имеет подъем глубинных вод, обусловливаемый взаимодействием климатологических и океанологических факторов и подводного рельефа. Влияние стока рек, как показывают наблюдения последних лет, ограничено и в большинстве случаев не выходит за пределы прилегающих к их устьям районов (Авилов, Гершанович, 1967, 1970; Гершанович, 1966). На подводной окраине Юго-Западной Африки наиболее заметно сказывается сток р. Конго*, менее — рек Кунене и Оранжевой, на подводной окраине Южной Америки — р. Ла-Платы.

Общая площадь подводных окраин материков в Атлантическом океане к югу от экватора составляет 3,79 млн. км², из них 1,81 млн. км² приходится на шельф, 1,98 млн. км² — на материковый склон (табл. 1**).

Таблица 1
Площадь подводных окраин материков в Южной Атлантике, млн. км²

Район	Глубина, м				Общая площадь
	шельф	материковый склон			
		0—200	200—1000	1000—2000	
Юго-Западная Африка	0,34	0,18	0,18	0,32	1,02
Южногвинейский	0,03	0,02	0,02	0,05	0,12
Юго-Западной Африки	0,13	0,08	0,06	0,10	0,37
Южно-Африканской Республики	0,12	0,04	0,04	0,06	0,26
Южная Америка	1,47	0,32	0,38	0,60	2,77
Южнобразильский	0,30	0,10	0,12	0,18	0,70
Уругвайский	0,14	0,02	0,02	0,05	0,23
Фолклендско-Патагонский	1,03	0,20	0,24	0,37	1,84
	1,81	0,50	0,56	0,92	3,79

Особенно выделяется своей значительной площадью Фолклендско-Патагонский шельф, а также примыкающий к нему материковый склон, включающий и Фолклендское краевое плато. Это один из самых больших участков материковых подводных окраин в южном полушарии, расположенный к тому же в благоприятнейших с точки зрения продуктивности климатических и океанологических условиях. Геологоструктурные особенности определяют сравнительно спокойный, пологий и в большинстве случаев мало расчлененный рельеф шельфа. Значительно сложнее и многообразнее рельеф материкового склона.

Подводная окраина Юго-Западной Африки занимает более 1 млн. км², причем на шельф приходится всего лишь 0,34 млн. км². Такую же площадь имеют уругвайский и южнобразильский районы подводной окраины Южной Америки, но шельф здесь обширнее — 0,44 км².

В геоморфологическом отношении подводные окраины Юго-Западной Африки севернее Капской зоны и Южной Америки вдоль части южнобразильского побережья сходны между собой, но, конечно, неполностью. Узкий шельф, расширяющийся к югу, примерно одинаковые

* Значительная часть твердого стока р. Конго через каньон Конго, по-видимому, опускается на большую глубину и, минуя шельф, непосредственно попадает в Ангольскую котловину.

** Границы шельфа до 200 м и материкового склона от 200 до 3000 м не являются геоморфологически точными; они для удобства подсчета глубинных интервалов приняты условно.

глубины внешней кромки или края шельфа, крутой материковый склон со многими подводными долинами, хорошо выраженными до глубины 2400 м и слабее — на глубине более 2400 м, где склон становится более пологим, — таковы основные морфологические черты этих подводных окраин. Очевидно, они обусловлены известной общностью в геологическом строении и происхождении краевых частей континентов и их подводных продолжений. Далее к югу такой общности нет, строение и рельеф подводных окраин усложняются, сходство геоморфологии шельфа и материкового склона Юго-Западной Африки и Южной Америки вначале ослабевает, а затем, по-видимому, сохраняется только в самых общих чертах.

На подводной окраине Юго-Западной Африки существенные изменения рельефа наблюдаются в районе 20° ю. ш. Здесь к материковому склону примыкает Китовый хребет и начинается расширение шельфа. Следует отметить, что несколько севернее, между Бенгелой и Алешандри, материковый склон настолько сближен с побережьем, что шельфовая зона представляет собой очень узкую площадку, практически совпадающую с подводным береговым склоном.

У Южной Америки шельф становится более широким севернее Рио-де-Жанейро. В виде полосы шириной до 100 миль он простирается до залива Рио-де-Ла-Плата. Дальнейшее увеличение ширины шельфа здесь обусловлено тем, что к югу подводная окраина континента находится уже в другой структурной области. Это отражается на ширине и рельефе не только шельфа, но и материкового склона. Южнее Фолклендских островов подводная окраина Южной Америки смыкается с Южно-Антилльской дугой или порогом, ограничивающим море Скотия. Последнее является тихоокеанским элементом в рельефе и структуре Южной Атлантики*. Во многих отношениях наиболее южная широкая часть подводной окраины Южной Америки вообще резко выделяется среди всех прочих подводных окраин материков в Мировом океане.

Формирование рельефа шельфа Южной Америки и Юго-Западной Африки теснейшим образом связано с абразионно-аккумулятивным выравниванием, происходившим при различных уровнях моря, колебания которого были обусловлены главным образом эвстатическими причинами. Основное значение при абразионно-аккумулятивном выравнивании имела волновая деятельность, в меньшей степени — течения. На самом юге, у Фолклендских островов, на рельефе шельфа сказались воздействие плейстоценовых оледенений. В тропической части шельфа Южной Америки некоторые формы подводного рельефа создавались при участии рифообразующих организмов.

Глубина внешнего края шельфа Южной Америки близ экватора невелика — менее 60—100 м; вдоль южнобразильского побережья край шельфа находится глубже 140—180 м, иногда — 200 м, далее на юге он повышается местами до 100 м и вновь снижается до 200 м и более. Сходная картина, свидетельствующая о неравномерном положении края шельфа, отмечается у Юго-Западной Африки: на севере — до 100 м, на юге — до 200 м и более. Различия в глубине внешнего края шельфа свидетельствуют о неоднородных, возможно, даже разного знака вертикальных движениях отдельных блоков в рассматриваемых областях материковых подводных окраин Южной Америки и Юго-Западной Африки. Внешний край шельфа Южной Америки выделяется двумя четко выраженными уступами. Еще более значительные уступы имеются в прилежащей части материкового склона, а также в наиболее широкой части склона к северо-востоку от Фолклендских островов.

* Море Скотия правильнее считать краевым бассейном Тихого океана.

ДОННЫЕ ОСАДКИ ПОДВОДНОЙ ОКРАИНЫ ЮГО-ЗАПАДНОЙ АФРИКИ

Донные осадки подводной окраины Юго-Западной Африки, как показывают новейшие исследования, вызывают особый интерес. Он обусловлен разнообразием вещественно-генетических типов осадков, наличием на шельфе отложений с высокой концентрацией биогенного карбоната, органического вещества, аутигенного кремнезема, глауконита, фосфора. Осадки с повышенным содержанием глауконита и фосфора встречаются также и в верхней части материкового склона. Очень четко прослеживается граница между зонами терригенной и карбонатной седиментации. Весьма существенно, что такое разнообразие типов современных осадков наблюдается в пределах подводной окраины материка в открытом океане. Это особенно показательно для шельфа, важнейшие черты морфологии которого прослеживаются со сравнительно небольшими отличиями почти на всем его протяжении.

В седиментационном процессе ведущее значение приобретают климатические и особенно океанологические факторы, изменение которых в отдельных случаях настолько резко меняет условия осадкообразования, что происходит накопление совершенно других, весьма специфических донных осадков. Возрастает и значение раннедиагенетических превращений.

Следует отметить влияние подъема глубинных вод на многих участках материкового склона (от 33° ю. ш. до устья р. Оранжевой, от Людерич до Уолфиш-бея и от мыса Фрио до устья р. Кунене). Механизм подъема вод и обуславливающие его конкретные условия известны еще недостаточно (Hart & Currie, 1960), но тот факт, что такой подъем резко отражается на седиментационном процессе в рассматриваемом районе, не вызывает сомнения. Именно подъем вод, происходящий здесь с повышенной скоростью, на порядок большей, чем в открытых районах океана, является одной из важнейших, если не важнейшей причиной обогащения вод шельфа биогенными элементами и их чрезвычайно высокой биологической продуктивности.

Как известно, аналогичная картина наблюдается и на тихоокеанской подводной окраине Южной Америки. Естественно, что это отражается на формировании вещественного состава донных осадков, в первую очередь на обогащении их органическим веществом и связанных с ним раннедиагенетических процессах. Таким образом, зона повышенной биологической продуктивности и интенсивного накопления органического вещества в донных осадках открытых подводных окраин материков образуется при сочетании узких шельфов с такими циркуляционными условиями в прилегающей части океана, которые приводят в южном полушарии к подъему глубинных вод на материковом склоне и их проникновению на шельф у западных побережий континентов.

Речной сток здесь может оказаться не положительным, а скорее отрицательным фактором, поскольку опресненные воды у устьев крупных рек задерживают процесс вертикального перемешивания и доставку из глубинных слоев в верхние питательных веществ. Принос обломочных частиц с суши «разбавляюще» действует на геохимическую активность продуцируемого в море и поступающего в донные осадки органического вещества. Мы, в частности, наблюдали это у устья р. Конго.

Воздействие холодного Бенгельского течения и связанных с ним подъем глубинных вод резко меняет всю океанологическую обстановку в пределах шельфа Юго-Западной Африки. Несмотря на положение шельфа вдоль берегов аридных областей, режим его вод и седимен-

тационные процессы не являются типично аридными. Осадкообразование идет совершенно иначе, чем можно было бы ожидать, основываясь на обычной климатической зональности, и это четко прослеживается по особенностям литологии донных осадков.

На шельфе Юго-Западной Африки терригенные осадки залегают к северу от устья р. Кунене. К югу в большинстве случаев встречаются терригенно-карбонатные и карбонатные осадки. Такие же осадки залегают в прилежащей к шельфу части материкового склона. Возможно, на склоне они развиты даже несколько севернее. Карбонатные осадки также весьма характерны для банки Агульяс, непосредственно примыкающей к подводной окраине Юго-Западной Африки*.

Основным источником карбоната кальция в осадках являются скелеты фораминифер, а на прибрежных мелководьях — измельченные раковины более крупных скелетных организмов.

Гранулометрический состав донных осадков меняется в значительных пределах (табл. 2). На шельфе наряду с преобладающими песчаными и алевритовыми осадками встречаются и более тонкие. Так, илистые осадки наблюдаются в районе устья р. Конго и к северу от него — на участках, где оседает значительная масса пелитовых частиц, выносимых рекой в Атлантический океан. Тонкие осадки залегают близ Уолфиш-бея и бухты Сент-Хелена. Их накопление здесь вызвано местной циркуляцией вод, обусловившей возникновение участков с малыми скоростями и в поверхностных и придонных слоях. Очевидно, существенное значение в образовании таких участков имеют конфигурация побережья и рельеф дна.

Весьма сложно происходит переход от более грубых шельфовых осадков к тонким осадкам материкового склона. Внешний край шельфа, как правило, характеризуется более грубыми осадками в связи с увеличением уклона дна. С глубиной осадки заиливаются. Глубже 1500 м почти всюду встречаются ил и глинистый ил. На меньших глубинах некоторое укрупнение осадков вызвано интенсивным накоплением скелетов фораминифер, сосредоточенных как обычно, в алевритовых фракциях осадков. Схематическое распределение песчаных (1—0,1 мм), алевритовых (0,1—0,01 мм) и пелитовых (менее 0,01 мм) частиц в донных осадках приведено на рис. 4.

На банке Агульяс осадочный покров прослеживается преимущественно в депрессиях подводного рельефа. Чаще всего это фораминиферовый песок и илистый песок, в отдельных случаях — песчаный ил. На поднятиях и на крутых участках склонов банки осадков нет, обнажаются коренные породы. При многочисленных тралениях здесь были извлечены крупные глыбы фосфоритов. Коренное дно выступает также на отдельных участках шельфа в районе Бенгелы, близ Кейптауна, на внешнем крае шельфа, а также на крутых участках материкового склона.

Песчаные компоненты донных осадков слагаются терригенными частицами и раковинными детритными обломками, алевритовые — в основном терригенными минеральными зёрнами и скелетами фораминифер. Среди песчаных и алевритовых частиц встречаются пеллеты глауконитового и шамозитового состава. В некоторых случаях они накапливаются в большом количестве и составляют основу осадка. В отношении глауконита это было отмечено нами (Авилов, Гершанович, 1967, 1970), шамозита — Е. М. Емельяновым и Ю. М. Сениным

* По принятому разделению Атлантического и Индийского океанов банку Агульяс относят к последнему.

Гранулометрический состав и содержание некоторых химических компонентов в донных осадках шельфа и прилегающей части материкового склона Юго-Западной Африки, %

№ станции	Глубина, м	Фракции, мм											Компоненты химического состава				
		10-7	7-5	5-3	3-2	2-1	1,00-0,50	0,50-0,25	0,25-0,10	0,10-0,05	0,05-0,01	<0,01	Fe	Mn	CaCO ₃	C _{орг}	P
278	4836	—	—	—	—	—	—	—	0,42	2,13	15,32	82,13	4,47	0,108	13,44	1,35	—
279	4512	—	—	—	—	—	—	—	0,80	4,00	10,40	84,80	5,39	1,431	26,15	0,85	—
280	4212	—	—	—	—	—	—	—	0,48	2,38	7,62	89,52	5,59	2,724	8,17	1,07	—
281	3736	—	—	—	—	—	—	—	Следы	0,74	6,66	92,60	5,46	0,224	1,67	1,56	—
282	2982	—	—	—	—	—	—	—	0,25	0,51	6,63	92,61	5,45	0,071	1,59	2,78	—
283	1618	—	—	—	—	—	—	—	0,36	0,70	4,52	94,42	7,00	0,047	1,18	2,57	—
284	184	—	—	—	0,24	0,40	10,04	48,90	16,31	0,40	0,32	23,39	16,05	Следы	7,13	0,73	—
285	94	—	—	1,65	4,39	26,31	34,37	5,46	5,76	0,22	0,14	21,70	7,31	0,015	8,63	2,31	—
286	68	—	—	0,20	0,61	0,51	1,02	9,31	9,42	1,48	0,61	76,84	7,91	0,023	5,24	1,81	—
288	1010	—	—	—	0,61	2,22	2,41	4,93	6,94	0,20	0,20	82,49	3,98	0,062	0,98	2,24	—
289	61	—	—	0,66	3,11	18,69	24,43	38,14	9,89	0,20	0,10	4,78	5,92	0,047	6,70	0,15	—
298	89	—	—	3,25	2,17	3,11	2,42	4,49	8,19	14,84	2,24	59,29	2,51	0,015	11,35	1,11	—
299	1440	—	—	—	—	0,25	0,25	0,60	3,48	2,89	1,19	91,34	4,90	0,008	2,18	2,90	—
300	2042	—	—	—	—	—	—	—	0,33	1,18	7,28	91,21	5,36	0,040	9,49	2,13	—
301	2442	—	—	—	—	—	—	—	0,49	1,46	4,88	93,17	5,40	Следы	14,07	2,16	—
320	102	—	—	—	0,25	0,17	0,25	0,17	0,25	2,04	0,25	96,62	3,50	0,023	5,74	2,35	—
321	245	—	—	2,32	1,07	3,03	2,32	13,80	28,39	21,73	1,25	26,09	4,56	Следы	35,14	1,03	—
322	2418	—	—	—	—	—	0,25	0,25	0,25	0,50	0,25	98,50	3,46	0,023	5,90	—	—
329	175	—	—	—	0,16	0,48	1,55	7,75	33,20	28,71	3,68	24,47	1,39	0,0015	17,14	1,31	1,24
330	272	—	—	—	—	0,24	0,62	2,38	14,87	48,86	2,38	30,65	—	—	3,86	1,55	—
335	121	0,60	0,36	0,48	0,72	1,72	1,91	10,50	12,18	4,77	0,84	65,92	1,54	0,008	10,15	4,37	0,114
336	221	0,41	0,41	8,20	5,70	8,39	5,21	23,37	29,40	2,93	0,16	15,82	—	—	78,41	3,90	—
337	425	—	—	—	—	0,73	0,37	2,57	41,37	0,98	0,24	53,74	—	—	77,41	3,02	—
338	1189	—	—	—	—	—	0,33	3,62	1,81	0,33	0,33	93,58	1,61	Следы	58,04	—	—
341	1074	—	—	—	—	—	0,20	1,41	4,62	0,40	0,20	93,17	1,05	»	68,63	3,71	—
343	336	—	—	—	—	0,37	1,12	5,61	24,01	34,21	12,34	22,34	0,34	—	74,59	3,68	—
344	159	—	—	—	3,63	10,89	9,03	21,49	41,81	4,22	0,49	8,44	0,60	—	77,36	3,65	0,38
345	96	—	—	—	—	0,42	0,42	1,05	2,53	1,48	14,14	79,96	0,74	Следы	2,97	4,94	0,08
346	104	—	—	—	—	1,40	1,22	2,27	4,19	7,16	15,88	67,88	1,54	0,008	12,14	8,85	0,20
348	140	—	—	—	—	3,09	1,89	2,69	10,86	21,22	15,94	44,31	1,34	Следы	29,17	14,05	0,40

№ станции	Глубина, м	Фракции, мм											Компоненты химического состава				
		10-7	7-5	5-3	3-2	2-1	1,00-0,50	0,50-0,25	0,25-0,10	0,10-0,05	0,05-0,01	<0,01	Fe	Mn	CaCO ₃	C _{орг}	P
349	76	—	—	—	—	0,89	0,79	3,36	40,26	39,59	1,09	14,02	1,12	0,023	5,63	2,06	0,54
350	70	—	—	—	1,19	1,09	1,28	6,62	58,50	19,47	2,17	9,68	—	—	—	—	—
351	297	—	—	—	—	0,49	0,79	17,26	55,72	16,47	1,08	8,19	0,73	—	18,34	2,61	8,41
354	142	3,47	1,88	1,69	0,79	9,24	12,50	17,36	32,54	9,72	1,88	8,93	4,24	—	6,74	3,87	—
355	160	—	—	—	—	5,84	9,41	23,56	42,97	10,30	1,39	6,53	9,86	Нет	2,66	2,75	0,28
356	260	—	—	—	—	0,70	1,50	5,71	25,93	56,45	1,70	8,01	8,31	Следы	5,33	2,40	2,49
359	1687	—	—	—	—	1,66	3,80	2,73	10,05	18,23	16,57	46,96	—	—	58,82	—	—
360	512	—	—	—	—	—	0,19	1,26	18,78	56,83	3,68	19,26	4,24	Следы	37,24	3,60	—
363	358	—	—	—	—	—	1,66	6,92	30,90	32,94	3,90	23,68	8,11	—	21,29	3,42	—
364	306	—	—	—	—	—	1,80	4,11	30,08	51,67	3,34	9,0	3,85	Следы	4,15	1,55	—
365	586	—	—	—	—	—	0,19	2,77	24,55	53,00	3,06	16,43	1,74	»	52,80	1,95	—
367	127	—	—	0,99	—	1,58	7,82	13,76	37,93	28,91	1,49	7,52	1,50	»	5,52	0,60	—
368	177	—	—	—	—	0,39	1,26	10,99	56,72	7,59	1,65	21,40	—	—	81,61	1,85	—
370	252	—	—	—	—	0,38	0,38	26,68	46,36	6,62	0,96	18,62	0,35	Следы	88,83	1,26	—
371	1185	—	—	—	—	—	0,51	13,65	13,78	38,94	13,27	19,85	1,23	»	74,12	2,25	—
372	125	—	—	2,73	2,44	6,73	6,93	16,10	31,12	25,07	2,54	6,34	1,25	»	56,55	2,05	—
373	437	—	—	—	—	—	0,66	3,01	6,59	82,40	1,51	5,83	1,13	»	5,40	0,76	—
374	1139	—	—	—	—	—	0,11	0,11	0,70	11,67	45,98	41,43	1,38	»	40,20	3,86	—
375	385	—	—	—	—	0,10	0,30	1,67	10,03	74,73	5,21	7,96	2,39	»	3,25	0,67	—
377	196	—	—	—	—	2,43	2,98	15,45	38,85	7,06	0,44	32,79	1,07	—	79,59	1,36	—
379	596	—	—	—	0,37	0,56	0,73	20,59	39,80	1,76	0,65	35,54	—	—	41,61	1,26	—
380	166	—	—	—	—	—	0,31	3,14	5,97	1,44	0,31	88,83	1,90	Следы	44,15	4,01	—
381	82	—	—	2,32	1,07	3,03	2,32	13,80	28,39	21,73	1,25	26,09	—	—	90,05	0,28	0,066
383	147	—	—	—	—	—	0,30	0,15	1,51	0,30	0,30	96,84	—	—	39,34	3,61	—
385	138	—	—	1,06	0,74	1,58	1,81	15,84	34,38	7,23	1,81	35,55	1,86	Следы	69,49	1,47	0,092
386	93	—	—	—	—	1,54	2,16	26,18	38,57	14,20	0,82	16,53	1,12	»	76,97	0,54	0,118
389	1280	—	—	—	—	1,33	2,77	21,54	35,79	7,08	1,44	30,05	1,79	»	67,12	0,95	0,175
390	408	1,43	0,49	1,52	1,60	8,55	11,99	55,39	13,10	0,09	0,09	5,75	—	—	88,30	0,36	—
391	125	—	—	1,33	1,54	8,82	6,77	40,82	19,18	1,74	0,21	19,59	1,43	Следы	83,76	0,59	—
393	750	—	3,27	3,04	10,78	0,53	3,44	25,63	24,19	0,29	0,17	28,66	—	—	60,95	0,73	—
394	225	—	—	3,15	2,10	7,85	9,89	51,26	18,60	0,19	0,12	6,84	2,80	Следы	82,04	0,38	—
395	300	—	4,72	6,15	4,19	11,05	18,63	45,01	5,78	1,87	0,45	2,15	—	—	91,71	0,52	—

(1969). Панцири диатомовых водорослей обогащают мелкоалевритовую и пелитовую фракции осадков у Уолфиш-бея. В пелитовой фракции сосредоточено и органическое вещество. Изучение глинистых минералов не проводилось.

Исследование минералогического состава донных осадков подводной окраины Юго-Западной Африки позволило проследить изменение минеральных ассоциаций для крупноалевритовых фракций с севера на юг. По данным минералогического анализа проб, собранных во время

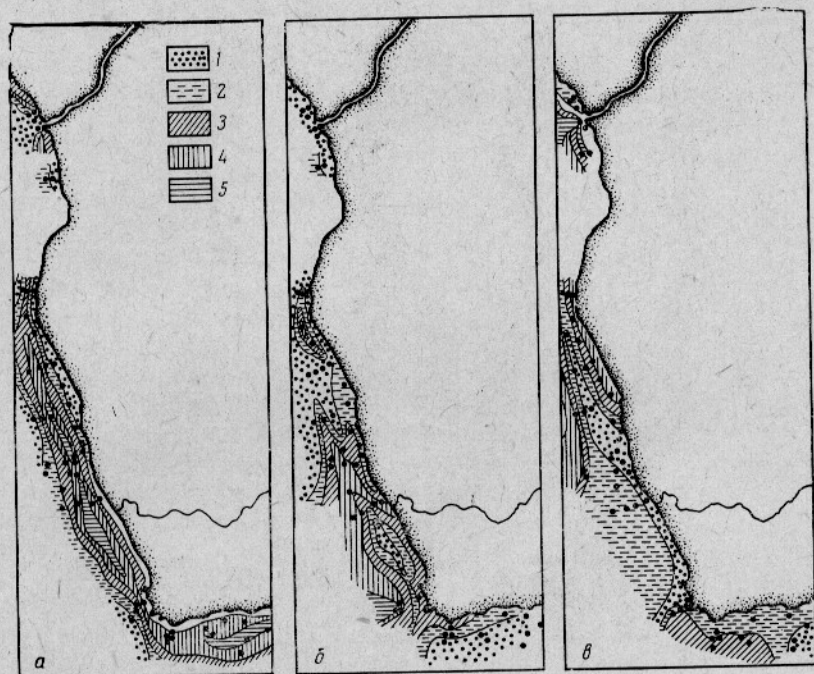


Рис. 4. Схема распределения песчаных (а), алевритовых (б) и пелитовых (в) частиц в донных осадках подводной окраины Юго-Западной Африки (в %):

1 — менее 10; 2 — 10—30; 3 — 30—50; 4 — 50—70; 5 — более 70.

первого рейса научно-поискового судна «Академик Книпович», можно наметить три основных района, где различаются как легкая, так и тяжелая подфракции. Первый район (до р. Кунене), по-видимому, является южной частью центральноафриканской терригенно-минералогической провинции, выделенной И. И. Шурко (1968). Здесь легкая подфракция содержит до 20—30% кварца, сравнительно много (40—50%) трудноопределимых и измененных зерен. В тяжелой подфракции высокой концентрации достигают черные рудные минералы — от 10 до 36%, моноклинные пироксены — 10—52%; роговые обманки составляют обычно 4—8%, гранаты — 3—6%, иногда даже свыше 10—15%, циркон 3—8%, группа эпидота 5—6%, в отдельных случаях до 12—13%.

Южнее устья р. Кунене расположен другой район, где в связи с уменьшением поступления сильно измененного терригенного материала и доставкой частиц из пустыни Калахари легкая подфракция обогащается кварцем, количество которого, как правило, выше 30% (до 60,4%). Концентрация трудноопределимых и измененных зерен соответственно снижается до 10—30%. В тяжелой подфракции продолжает увеличиваться содержание черных рудных минералов, понижается

количество моноклинных пироксенов (до 8—10, изредка — 20—30%), роговой обманки (менее 5%); гранаты обычно составляют 8—14, циркон 6—8%. Именно этот район образует, по И. И. Шурко, южноафриканскую терригенно-минералогическую провинцию. На самом юге выделяется третий район, включающий банку Агульяс. Здесь юге снижается концентрация кварца, возрастает содержание плагиоклазов. В тяжелой подфракции уменьшается количество гранатов. Очень велико накопление черных рудных минералов (до 40—60%).

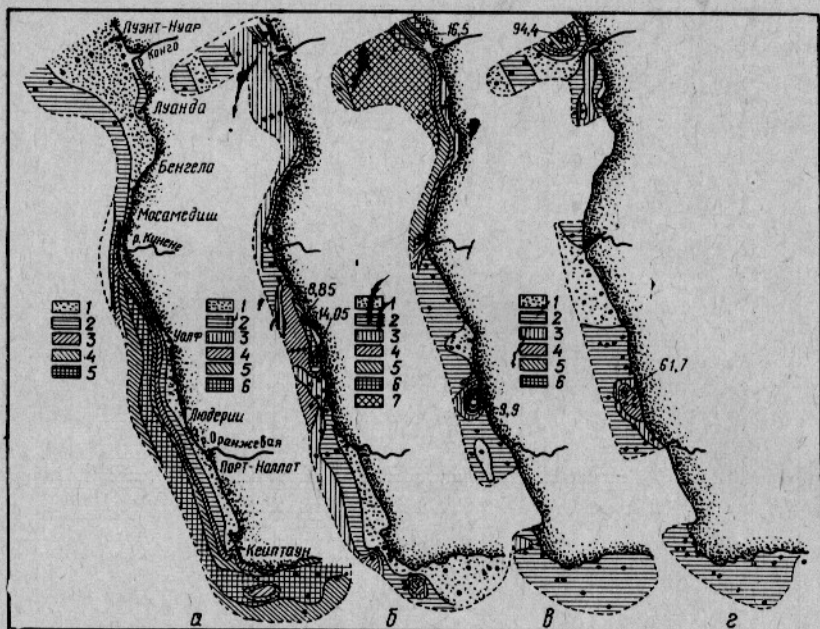


Рис. 5. Содержание глауконита и основных компонентов химического состава в донных осадках подводной окраины Юго-Западной Африки (в %): а — CaCO_3 : 1 — менее 10; 2 — 10—20; 3 — 20—50; 4 — 50—70; 5 — более 70; б — органический углерод: 1 — менее 1; 2 — 1—2; 3 — 2—3; 4 — 3—4; 5 — 4—5; 6 — 5—6; в — железо: 1 — менее 1; 2 — 1—2; 3 — 2—3; 4 — 3—4; 5 — 4—5; 6 — 5—6; 7 — 6—7; г — глауконит: 1 — отсутствует; 2 — 0—10; 3 — 10—20; 4 — 20—50; 5 — 50—80; 6 — более 80.

Минералогическое районирование донных осадков хорошо отражает как различия в геологическом строении областей питания терригенным осадочным материалом, так и климатическую изменчивость, приводящую к различным типам выветривания и почвообразования в питающих провинциях Юго-Западной Африки.

Представляет интерес значительное накопление глауконита в донных осадках подводной окраины Юго-Западной Африки. Оно неоднократно отмечалось в литературе, подтверждается нашими данными (Авилов, Гершанович, 1967, 1970) и, несомненно, требует специального исследования. Обработка проб донных осадков, собранных в первом рейсе научно-поискового судна «Академик Книпович», позволяет отметить большую неравномерность в распределении встреченных высоких концентраций глауконита (рис. 5). По глубине они располагаются главным образом в интервале от 100 до 400 м и лишь в редких случаях — на глубине менее 100 м. Концентрации глауконита в осадках, позволяющие говорить о нем как о важнейшем их компоненте и относить осадки к глауконитовым, встречены севернее устья р. Конго (до 94,4%

глауконита в крупноалевритовой фракции), у Уолфиш-бея и к северу от него (до 61,7% глауконита). По данным Ю. М. Сенина (Емельянов, Сенин, 1969) накопление глауконита отмечается также в осадках, находящихся против устья р. Кунене. В наших пробах из этого района лишь в одной обнаружено свыше 10% глауконита.

Повышенные концентрации глауконита встречены у Кейптауна и на банке Агульяс. Весьма характерно, что почти все они прослеживаются в осадках внешнего края шельфа и прилежащих глубин материкового склона, где, по всей вероятности, темп накопления терригенного материала понижен, происходит подъем глубинных вод и геохимические условия способствуют изменению копролитов, с которыми связано большинство глауконитовых зерен. Е. М. Емельянов и Ю. М. Сенин допускают также возможность образования глауконита только диагенетическим путем. Во всяком случае, имеющиеся данные свидетельствуют об аутигенном генезисе глауконита в осадках подводной окраины Юго-Западной Африки.

Рассматривая общие черты минералогического состава донных осадков, необходимо подчеркнуть, что на отдельных участках он подвержен большим изменениям. Это видно не только на примере глауконита, но и других минералов. Так, на одной из станций близ Людерик 21,6% тяжелой подфракции составляют гранаты. Такой же процент циркона отмечен на станции недалеко от Кейптауна. Южнее устья р. Конго 23,6% тяжелой подфракции приходится на группу эпидота — цоизита. В больших пределах (от следов до 31,3%) меняется и содержание самой тяжелой подфракции.

Карбонат кальция встречается во всех исследованных пробах донных осадков. Как правило, он биогенного происхождения. Отчетливо прослеживается резкое различие в карбонатности осадков к северу и югу от устья р. Кунене. Севернее большинство донных осадков содержит менее 10% CaCO_3 . Повышенной карбонатностью здесь отличаются лишь некоторые прибрежные осадки южнее устья р. Конго, а также прилежащие к материковому склону абиссальные отложения Ангольской глубоководной котловины (табл. 2, стр. 278—280). Низка карбонатность донных осадков материкового склона, которая даже меньше, чем на шельфе и составляет в отдельных случаях 1,18—2,18%. К югу от устья р. Кунене карбонатность возрастает настолько, что шельф здесь почти полностью (за исключением самой прибрежной части) занят отложениями с очень высоким содержанием CaCO_3 , нередко превышающим 50%, а в некоторых пробах достигающим и 80%. Высокая карбонатность свойственна осадкам материкового склона. Здесь она также достигает нескольких десятков процентов (см. рис. 5).

Наблюдаемое распределение карбонатов в донных осадках связано с рядом факторов. В первую очередь оно отражает климатические различия в пределах прилежащей суши, откуда поступает терригенный осадочный материал. На севере, где находится экваториальная зона южного полушария, этот материал доставляется в большом количестве. Важнейшая роль в его приносе принадлежит рекам, в частности, р. Конго. Биогенное карбонатообразование здесь ослаблено, сказывается «разбавляющее» действие терригенных частиц. Напротив, на юге, в тропической и субтропической зонах, терригенный материал поступает ограниченно, биогенное карбонатообразование за некоторыми исключениями занимает ведущее место. На шельфе это приводит к широкому развитию ракушечных осадков, на материковом склоне — фораминиферовых.

Накопление аутигенной кремнекислоты, как отмечалось, локализо-

вано лишь в районе Уолфиш-бея, где нами было установлено развитие диатомовых осадков (Авилон, Гершанович, 1967). В одной из проб донных осадков содержание ее достигало 30,6% (ст. 346, глубина 104 м). Несколько меньше ее было в других пробах этого района. Большинство же осадков характеризуется очень малыми концентрациями аутигенной кремнекислоты (1—2%).

Распределение железа в донных осадках подводной окраины Юго-Западной Африки весьма своеобразно (см. рис. 5). Во-первых, оно обратно распределению карбоната кальция — максимально на севере и минимально на юге. Для всей северной части рассматриваемого региона характерно высокое содержание железа в различных по гранулометрии типах отложений: как правило, оно выше 3—4%. В южной же части оно редко превышает 1,5—2%. Таким образом, отчетливо выявляется связь между содержанием железа в осадках подводной окраины Юго-Западной Африки и расположением гумидной (экваториальной) и аридной (тропической) зон на континенте, откуда поступает терригенный осадочный материал, и распределением и свойствами водных масс в море, где продуцируется биогенный карбонат кальция. Во-вторых, выявляются осадки с очень высокой концентрацией железа. Севернее устья р. Конго в одной из проб на глубине 184 м количество элементарного железа составило 16,05%. В сторону шельфа оно уменьшалось до 7,31%, а в сторону больших глубин материкового склона — до 7%. В ряде проб с глубин 160—358 м было установлено от 8,11 до 9,86% железа при обычном уровне концентрации железа 1,5—2% (см. табл. 2).

Мы уже неоднократно отмечали, что подобное высокое содержание железа характерно для осадков, обогащенных глауконитом. И в тех случаях, когда оно сопряжено с железом, накапливающимся в тонкой фракции в большом количестве вследствие общих климатических и океанологических условий, концентрация железа достигает особенно высоких значений.

Намечается также некоторая связь между повышенным содержанием марганца в донных осадках и климатическими зонами. При общем небольшом его количестве в осадках шельфа и материкового склона на севере наблюдается концентрация от следов до 0,07%, на юге — от следов до 0,02%, причем в большинстве проб преобладают именно следы марганца (см. табл. 2).

Одной из наиболее примечательных особенностей седиментационного процесса на подводной окраине Юго-Западной Африки повышенное содержание органического углерода в донных осадках. Это, как мы видели, отражает высокую биологическую продуктивность всего региона и представляет, несомненно, исключительный интерес. Некоторые данные об органическом веществе донных осадков и условиях его накопления, по-видимому, являются уникальными и не могут не привлечь внимание литологов, геохимиков, геологов-нефтяников, гидробиологов.

Минимальное содержание органического углерода в исследованных пробах — 0,15%, максимальное же исключительно велико — 14,05% (ст. 348, глубина 140 м, зеленовато-серый ил с большим количеством диатомовых остатков и CaCO_3 — 29,17%), что соответствует примерно 23% органического вещества в составе осадка (!). Нельзя не подчеркнуть, что в данном случае рассматривается проба донного осадка открытого океанического шельфа. Эти осадки почти повсеместно характеризуются высокими концентрациями органического углерода, причем такие концентрации прослеживаются как в грубых, так и в более тонких

отложениях (см. табл. 2). Например, на ст. 285 (глубина 94 м, фракция менее 0,01 мм составляет 21,70%) в пробе осадка содержалось 2,31% $C_{орг}$; на ст. 372 (глубина 125 м, фракция менее 0,01 мм — 6,34%) содержание $C_{орг}$ — 2,05%; на ст. 354 (глубина 142 м, фракция менее 0,01 мм — 8,93%) $C_{орг}$ — 3,87%; на ст. 380 (глубина 166 м, фракция менее 0,01 мм — 88,83%) $C_{орг}$ — 4,01%.

Весьма специфично пространственное распределение органического углерода в осадках шельфа Юго-Западной Африки. При общем повышенном содержании органического углерода в осадках шельфа особо выделяется район, прилежащий к Уолфиш-бею, где практически во всех пробах (ст. 335—363) количество $C_{орг}$ превышает 3%. Видимо, это не единственный район, где происходит столь значительное накопление органического вещества. Можно думать, что сходные условия присущи некоторым участкам в бухте Сент-Хелена (Емельянов, Сенин, 1969), на банке Агульяс (ст. 380) и близ нее. В северной части шельфа Юго-Западной Африки такие условия менее вероятны.

Донные осадки материкового склона Юго-Западной Африки также отличаются высокими концентрациями органического углерода. Но различия между районами склона не столь велики, как на шельфе, причем очевидна связь между участками максимальной концентрации $C_{орг}$ на шельфе и на материковом склоне. Большинство проб осадков, взятых на материковом склоне, содержит свыше 2% $C_{орг}$. Распределение органического углерода в донных отложениях материкового склона более выдержано, чем на шельфе (см. рис. 5).

Как показали специальные исследования, проводившиеся под руководством проф. В. В. Вебера¹, высокое содержание органического вещества в донных осадках подводной окраины Юго-Западной Африки сопряжено с повышенным количеством битумов. В большинстве изученных проб (табл. 3) общее содержание битумов — около нескольких десятых процента, а иногда и меньше (от 0,005 до 0,448%). Однако в пробах, обогащенных органическим веществом, битумы составляют,

Таблица 3

Органические компоненты в донных осадках шельфа и прилегающей части материкового склона Юго-Западной Африки

№ станции	Глубина, м	Органические компоненты, %				Содержание бензольной части битума в осадке	Битумный коэффициент
		CaCO ₃	Fe ⁺⁺ /Fe ⁺⁺⁺	C _{орг}	битум*		
283	1618	1,18	0,3	2,57	0,100	0,079	2,8
287	48	44,10	2,6	2,90	0,160	0,114	5,6
288	1010	0,98	7,5	2,24	0,005	0,005	0,2
338	1189	58,04	2,2	4,13	0,448	0,295	7,0
341	1074	68,33	13,3	3,71	0,353	0,231	8,5
342	600	72,70	5,0	2,58	0,317	0,209	8,0
343	336	74,59	—	3,68	0,357	0,199	9,0
344	159	77,36	—	3,35	0,227	0,143	7,3
345	96	2,97	—	4,94	1,279	0,595	23,6
346	104	12,14	2,0	8,85	2,127	1,221	18,1
348	140	29,17	7,8	14,05	2,871	1,174	17,1
386	93	76,98	3,1	0,54	0,051	0,026	6,3

* А+С

¹ Авторы выражают искреннюю признательность проф. В. В. Веберу за предоставленную возможность использовать данные аналитических определений.

как правило, более 1—2% (до 2,871%), то есть на порядок выше. Благодаря детальному изучению битуминозной части органического вещества В. В. Вебер пришел к выводу о несомненно автохтонном происхождении битумов. Это подтверждается высокими величинами битумного коэффициента, достигающего во многих пробах 5—9%, а в пробах из района Уолфиш-бея даже 18,1—23,6%.

Данные о соотношении Fe^{2+}/Fe^{3+} свидетельствуют о том, что для осадков характерна восстановительная среда (это соотношение обычно больше 1). Но воздействие такой среды на восстановление битумов незначительно. Возможно, это результат значительной степени окисления органического материала и его битуминозных компонентов еще до того, как они попали в осадок.

Донные осадки в районе Уолфиш-бея заражены сероводородом. Известно, что сероводородное заражение здесь нередко охватывает не только осадки, но и всю толщу воды, приводя к заморным явлениям и массовой гибели всех организмов (Brongersma — Sanders, 1957). В настоящее время этот процесс можно объяснить следующим образом. При определенных климатических и погодных условиях, связанных с деятельностью Южноатлантического барометрического максимума, Бенгельское течение резко ослабевает. Вблизи Уолфиш-бея замедляется движение вод, усиливается местная халистатическая зона, меняется вертикальное расположение водных масс и, что особенно важно, ухудшается кислородный режим. Подъем вод, по-видимому, полностью прекращается. Отсутствие необходимого количества кислорода и питательных веществ является причиной гибели сильно вегетирующего фитопланктона; его остатки в большом количестве попадают на поверхностный слой донного осадка и разлагаются, выделяя сероводород.

Изменение газового режима в поверхностном слое осадка и придонных водах, а также в вышележащих слоях воды обуславливает гибель прочих организмов, в том числе и рыб. Возможно, что при этом известную роль играет нарушение обычных трофических цепей. В результате общее количество организмов, накапливающихся на дне после отмирания, еще более возрастает. Несомненно, что основную их часть составляют диатомовые водоросли. Об этом свидетельствует очень высокая концентрация аутигенной кремнекислоты в донных осадках у Уолфиш-бея. Видовой состав диатомовых осадков сравнительно однороден. Основными формами являются *Chaetoceros* sp., *Actinocyclus Ehrenbergi*, *Melosira sulcata*, *Actinoptychus undulatus*, *Thalossiosira* sp., *Coscinodiscus curvatulus*.

В осадках сравнительно часто и в заметном количестве встречаются кости рыб. Специальные исследования их состава по нашим пробам проводились Г. Н. Батуриным (1969).

При восстановлении нормальных климатических и погодных условий благодаря обычной динамике вод и интенсивному воздействию Бенгельского течения возобновляется подъем вод и вегетация фитопланктона. Создается нормальный кислородный режим и благоприятная обстановка и для развития остальных организмов. Сероводородное заражение в толще воды полностью прекращается.

В ряде проб донных осадков подводной окраины Юго-Западной Африки встречены очень высокие концентрации фосфора: на ст. 329—1,24%, ст. 356—2,49, ст. 351—8,41. В остальных пробах содержание фосфора составляет несколько десятых процента (см. табл. 2).

Все пробы с повышенными количествами фосфора взяты на глубинах 175—295 м, т. е. на краю шельфа, и на непосредственно прилегающих глубинах материкового склона. Показательно при этом, что пробы

из района Уолфиш-бея (ст. 344—349) не выделяются высокими концентрациями фосфора, хотя именно они характеризуются наибольшим содержанием органического вещества. Это наводит на мысль, что, несмотря на общую связь участков повышенной продуктивности и значительного накопления органического вещества и фосфора в осадках, между ними нет полного соответствия. Возможно, одной из причин этого является миграция фосфора в восстановительных условиях и последующее его выделение в рассеянном виде в ходе процесса раннего диагенеза. Однако механизм фосфоронакопления остается невыясненным и требует специального исследования (Меро, 1969).

Мы подчеркивали, что при исследованиях на банке Агульяс, проведившихся на научно-поисковом судне «Академик Книпович», не были встречены типичные фосфоритовые конкреции. Содержание элементарного фосфора в карбонатных осадках составляет здесь около 0,1—0,2%

м. табл. 2). Карбонатно-фосфоритовые глыбы представляют собой светло-коричневато-серые плоские плиты толщиной до 7—10 см и размером свыше полуметра (извлекались донными тралами на глубинах до 750 м). Их поверхность неровная, имеет вид небольших сросшихся бугров, следы которых в монолитной подповерхностной массе не видны. Повсеместно наблюдается темная железо-марганцевая корка толщиной в несколько миллиметров с очень резкой границей.

Химический состав карбонатно-фосфоритовой плиты, извлеченной на ст. 390 с глубины 408 м, следующий (в %):

SiO ₂ —4,76	CaO—38,04
TiO ₂ —0,12	K ₂ O—0,68
Al ₂ O ₃ —2,54	Na ₂ O—0,73
Fe ₂ O ₃ —9,00	P ₂ O ₅ —17,50
FeO—0,12	вода—1,07
MnO—0,50	п. п. п.—16,84

В составе железо-марганцевой корки Fe₂O₃ — до 20%, т. е. в два раза больше, чем в самой плите, MnO — 9,10% — в восемнадцать раз больше, а P₂O₅ — 13,25% — несколько меньше. Вряд ли эти плиты можно рассматривать как конкреционное образование.

О времени образования карбонатно-фосфоритовых плит по встречаемой в них фауне фораминифер точно судить нельзя. Все обнаруженные формы свидетельствуют о том, что это период от эоцена до современного. Исследование этой фауны, несомненно, должно быть продолжено.

Весьма интересно, что в отдельных пробах донных осадков у Юго-Западной Африки концентрация рассеянного фосфора так велика, что ее можно сопоставить с концентрацией в карбонатно-фосфоритовых плитах (иногда она даже превышает последнюю). Мы уже отмечали, что содержание P на ст. 351 составило 8,41% и на ст. 356 — 2,49%, тогда как в образце плиты со ст. 390 элементарного фосфора было 7,64%.

Рассматривая седиментационный процесс на подводной окраине Юго-Западной Африки в целом, можно отметить, что смена климатических и особенно океанологических условий в океане с севера на юг, уменьшение доставки терригенного материала реками приводят к смене преобладающих терригенных осадков терригенно-карбонатными и карбонатными. Изменяется и состав терригенных компонентов осадков. Гранулометрия осадков контролируется, как обычно, крупностью исходного осадочного материала и подвижностью вод.

Повышенное накопление органического вещества в осадках, как следствие подъема вод и высокой биологической продуктивности ре-

гиона, создаваемой специфичным сочетанием океано-логического режима и подводного рельефа, сказывается на геохимической обстановке осадконакопления. На отдельных участках при сравнительно медленном осадкообразовании усиливаются раннедиагнетические превращения в осадках, интенсивно идет процесс образования глауконита, концентрируется много фосфора, создается сероводородное заражение, накапливается органическое вещество. Нам представляется, что именно последнее здесь играет особую геохимическую роль и приводит к тем закономерностям в седиментогенезе и раннем диагенезе, которые были отмечены выше и которые еще слабо изучены.

Вне всякого сомнения, сами донные осадки Юго-Западной Африки, процесс их образования и накопления весьма важны не только для изучения современного седиментогенеза, но и для палеогеографических и палеогидрологических целей (Ермолаев, 1948, Страхов, 1963).

ДОННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ПОДВОДНОЙ ОКРАИНЫ АТЛАНТИЧЕСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ЮЖНОЙ АМЕРИКИ

Как и у Юго-Западной Африки, на подводной окраине атлантического побережья Южной Америки к югу от экватора хорошо прослеживается изменение донных осадков с севера на юг. Значительные различия в размещении климатических зон на западных и восточных побережьях океанов и периферических течений приводят к тому, что области развития терригенных и карбонатных осадков на подводной окраине Южной Америки смещены к северу по сравнению с их расположением у Юго-Западной Африки. В частности, терригенные осадки непосредственно южнее экватора развиты главным образом близ устья р. Амазонки. Значительно севернее, чем у Южной Африки, располагаются терригенно-карбонатные и карбонатные осадки. Они связаны с тропической и частично субтропической зонами, характерны главным образом для узкого, сравнительно крутого и расчлененного шельфа. На материковом склоне они менее изучены и, по-видимому, развиты не столь широко, как в аналогичной части подводной окраины Юго-Западной Африки. Далее к югу, в пределах расширяющегося шельфа и материкового склона у побережий Уругвая, Аргентины и Фолклендских островов, преобладают терригенные осадки. Весь ход седиментационного процесса отвечает здесь океанологическим условиям умеренной климатической зоны с присущими ей различиями на севере и юге и связан с воздействием вод холодного Фолклендского течения.

По гранулометрии осадки преимущественно песчаные и алевритовые. Более тонкие отложения установлены на сравнительно небольшой площади севернее залива Рио-де-Ла-Плата. Тонкий материал, доставляемый р. Ла-Платой, относится к северу водами Фолклендского течения и осаждается в центральной части шельфа, недалеко от устья залива Рио-де-Ла-Плата. Известен также район повышенного накопления илистого материала у залива Сан-Хорхе, связанный с местной циркуляцией вод.

С увеличением глубины шельфа в осадках обычно возрастает количество алевритовых и пелитовых частиц и уменьшается количество песчаных (рис. 6). Однако на внешней кромке шельфа эта закономерность прослеживается далеко не всегда. Здесь в силу более расчлененного рельефа, резкого увеличения крутизны дна и подвижности придонных вод осадки не только становятся более грубыми, но иногда и полностью отсутствуют. В таких случаях на дне обнажаются плотные глины зеленовато-серого цвета. Предположительно можно считать, что

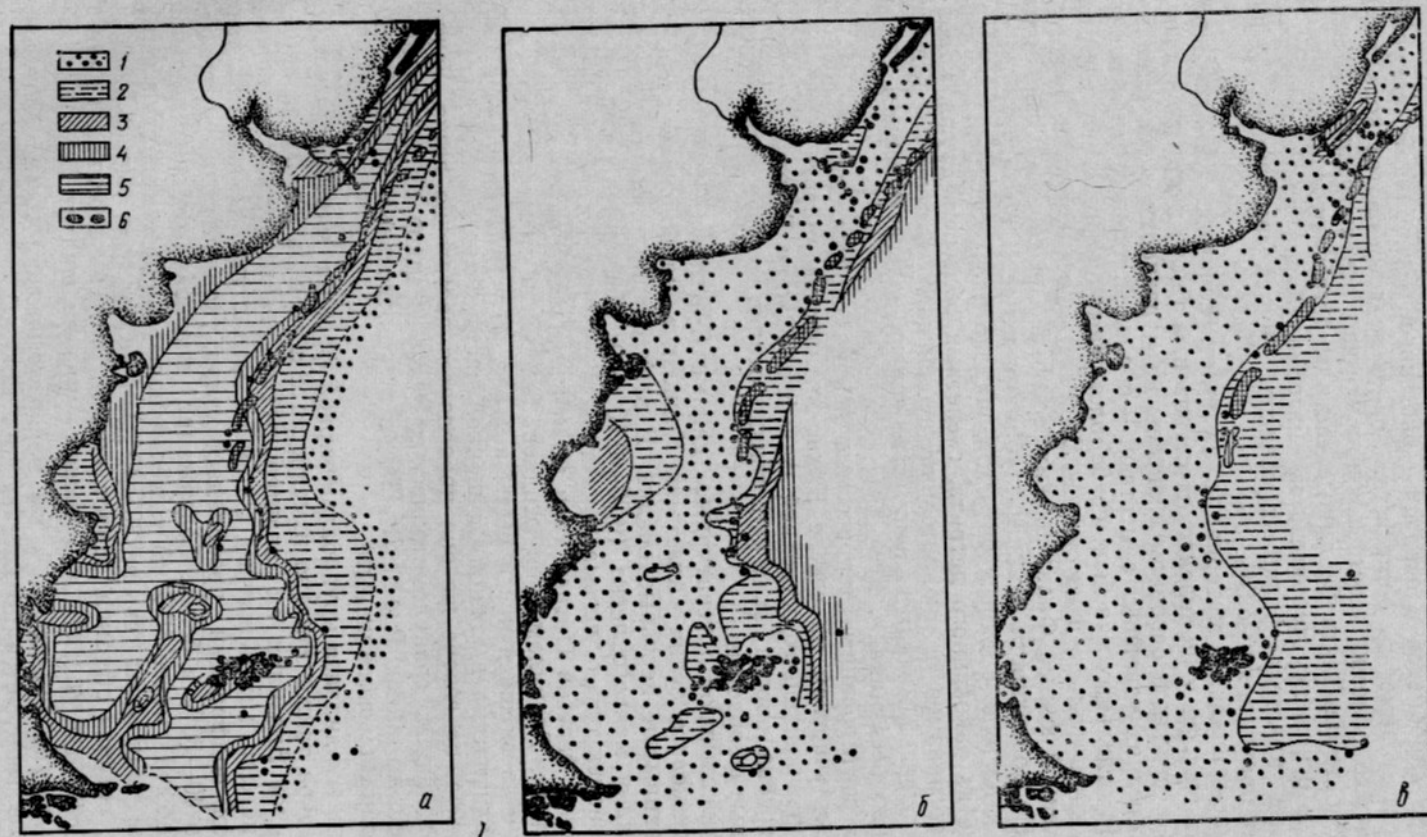


Рис. 6. Схема распределения песчаных (а), алевритовых (б) и пелитовых (в) частиц в донных осадках подводной окраины Южной Америки (в %):

1 — менее 10; 2 — 10—30; 3 — 30—50; 4 — 50—70; 5 — более 70; 6 — коренные породы.

они имеют плиоценовый или раннеплейстоценовый возраст. Подобные глины мы неоднократно встречали как на внешнем краю шельфа, так и в верхней части материкового склона.

Генезис карбонатов в осадках — биогенный. Преобладает ракушечный детрит, в заметном количестве на севере встречаются кораллы и их детритные обломки, составляющие обычно основу осадка. Южнее залива Рио-де-Ла-Плата биогенные частицы встречаются лишь в виде примеси к основному терригенному материалу. Они концентрируются в наиболее крупных фракциях осадков. Общее содержание CaCO_3 здесь, как правило, менее 5%.

Галечно-гравийный материал в заметном количестве наблюдается в осадках шельфа у Фолклендских островов, а также к западу и к югу от них. Он связан в основном с айсберговым разносом в современных и более древних условиях, а местами — и с плейстоценовыми оледенениями. На отдельных участках грубообломочный материал встречен на внешнем краю шельфа и на склоне. Выделяются осадки банки Бердвуд, расположенной южнее Фолклендских островов, на северо-западе моря Скотия. На поверхности банки с глубинами менее 100 м и на ее склонах, как и на ряде смежных участков, широко распространены осадки, состоящие из раковинного детрита, скелетных обломков других карбонатных организмов и сравнительно небольшого количества гальки, гравия и изредка мелких валунов. Эти осадки залегают тонким слоем на коренных песчаниках.

Плохо сортированные терригенные осадки свойственны остальным шельфовым участкам на севере Южно-Анtilьского порога. Однако в долинах, расчленяющих островной шельф о. Южная Георгия и другие участки гребня порога, залегают тонкие осадки, в известной степени аналогичные фиордовым.

Как показывают литературные данные (Matthews, 1934) и сборы научно-поискового судна «Академик Книпович», наибольшую площадь шельфа занимают песчаные осадки. В этих осадках обычно доминирует фракция мелкого песка (0,25—0,10 мм). Песчаные осадки с небольшой заиленностью весьма характерны для пологого шельфового мелководья у берегов Патагонии и мало изменяются на его обширных пространствах. Гранулометрия осадков более или менее заметно меняется уже во внешней части шельфа (табл. 4), смена гранулометрии не столь контрастна в южной опущенной части Фолклендско-Патагонского шельфа, на севере же она проявляется достаточно резко. Узкие грады различных гранулометрических типов осадков хорошо выражены севернее залива Рио-де-Ла-Плата и на отдельных участках узкого южнобразильского шельфа.

По данным анализа крупноалевритовой фракции минералогический состав осадков также заметно изменяется с севера на юг. Вдоль побережья Южной Бразилии он характеризуется значительным содержанием органогенных карбонатных обломков. Среди терригенных минералов в легкой подфракции преобладает кварц, концентрация которого доходит до 40—50% и более. Содержание плагиоклазов сравнительно невелико, обычно менее 10%. В тяжелой подфракции доминируют черные рудные минералы (свыше 30—40%), присутствуют моноклинные пироксены, роговая обманка, эпидот, цоизит, в очень небольшом количестве встречаются гранаты, в большем — циркон, апатит.

Южнее залива Рио-де-Ла-Плата минералогический состав шельфовых осадков выделяется по составу как тяжелой, так и легкой подфракции. Среди легких минералов важнейшими являются кварц (25—50%) и ортоклаз (около 30%), составляющие вместе до двух третей

Гранулометрический состав и содержание некоторых химических компонентов в донных осадках Южноатлантического шельфа и прилегающей части материкового склона Южной Америки, %

№ станции	Глубина, м	Фракции, мм											Компоненты химического состава					
		10	10-7	7-5	5-3	3-2	2-1	1,00-0,50	0,50-0,25	0,25-0,10	0,10-0,05	0,05-0,01	<0,01	Fe	Mn	CaCO ₃	C _{орг}	P
42	267	—	—	—	—	0,49	2,52	0,68	14,58	24,58	19,61	1,07	36,47	2,46	0,077	40,27	0,37	0,08
45	98	—	—	—	—	—	0,37	0,28	0,56	21,48	54,63	4,97	17,71	3,90	—	—	—	—
46	710	—	—	—	—	—	0,47	0,19	0,57	21,57	55,17	4,82	17,21	2,86	0,048	2,22	0,47	—
202	1041	4,08	9,19	12,90	15,49	15,18	32,60	8,66	1,37	0,28	—	0,12	—	—	—	27,13	0,51	0,09
203	496	—	18,80	5,60	13,70	10,54	24,14	19,75	6,85	0,36	—	0,10	—	—	—	—	—	—
205	126	—	—	3,47	3,17	2,13	3,81	2,33	14,28	65,88	0,09	0,09	4,75	0,94	0,048	64,76	0,41	0,07
206	208	—	—	—	0,48	1,26	1,64	2,80	8,22	21,86	36,76	2,51	24,47	2,25	0,040	18,70	0,47	0,20
207	180	—	—	—	—	—	1,58	6,22	60,90	24,68	4,74	0,20	1,68	0,56	Следы	39,38	0,14	0,03
208	346	—	—	—	—	—	0,98	0,90	5,10	28,39	47,73	9,46	7,44	2,79	0,055	3,56	0,35	0,07
209	350	—	—	—	—	0,60	1,28	3,44	37,30	54,22	1,96	0,20	1,00	—	—	—	—	—
212	148	—	—	—	0,19	0,92	8,55	13,00	53,25	21,72	0,72	0,27	1,38	—	—	—	—	—
213	297	—	—	—	—	—	—	1,54	29,68	57,52	7,20	0,44	3,44	0,73	Следы	2,04	0,27	0,06
214	659	—	—	—	—	—	—	—	1,14	5,17	23,51	49,31	20,87	2,79	0,101	14,30	0,63	0,08
215	557	—	—	—	—	—	0,47	1,76	19,21	59,10	9,19	0,47	9,10	7,20	0,032	4,56	0,35	0,29
216	286	—	—	—	—	—	0,18	0,53	5,76	19,71	5,85	3,06	64,91	2,53	0,048	3,72	1,64	0,10
219	146	—	—	—	—	—	0,90	2,37	40,38	53,42	1,42	0,09	1,42	1,81	0,032	0,61	1,10	0,08
222	275	—	—	—	—	—	—	1,60	7,04	35,84	27,65	18,56	9,31	—	—	—	—	—
223	560	—	—	—	—	—	—	—	9,43	26,16	24,40	23,83	16,18	2,40	0,040	10,21	0,27	0,09
224	241	—	—	—	—	—	—	—	—	56,49	28,12	9,21	6,18	—	—	—	—	—
225	253	—	—	—	—	—	—	—	0,19	47,80	33,34	6,46	12,21	—	—	—	—	0,07
227	309	—	—	—	—	—	—	0,58	11,07	75,46	2,02	0,19	10,68	1,42	0,032	0,34	0,10	0,06

№ стан-ции	Глу-бина, м	Фракции, мм												Компоненты химического состава				
		10	10—7	7—5	5—3	3—2	2—1	1,00—0,50	0,50—0,25	0,25—0,10	0,10—0,05	0,05—0,01	<0,01	Fe	Mn	CaCO ₃	C _{орг}	P
228	417	—	—	—	—	—	0,10	0,10	1,20	11,20	26,40	9,10	51,90	4,35	0,055	—	—	—
229	141	1,04	1,24	0,60	2,38	2,23	2,23	1,39	3,53	53,92	12,12	0,20	21,35	2,30	0,040	1,75	0,25	0,07
230	412	—	—	—	—	—	—	—	0,12	0,12	9,67	0,54	89,55	3,07	0,040	0,14	0,15	0,08
231	168	—	—	—	—	—	—	0,19	1,04	72,64	23,01	0,66	2,46	0,85	0,031	—	—	—
232	190	—	—	—	—	—	—	0,28	13,62	75,74	9,13	0,19	1,04	2,93	0,062	1,77	0,15	—
233	200	—	—	—	—	—	—	0,28	1,03	92,92	3,82	0,37	1,58	2,37	0,031	0,98	0,65	—
237	33	—	—	—	—	—	—	—	0,09	0,18	2,39	17,62	79,72	5,02	0,077	1,18	1,30	0,09
238	28	5,54	1,52	2,28	0,98	1,74	2,71	2,17	28,91	41,84	4,62	2,73	4,96	—	—	—	—	—
239	28	4,62	4,83	4,63	11,96	12,85	29,67	13,12	15,09	3,03	—	0,36	—	—	—	—	—	—
241	47	0,73	1,55	2,15	5,14	4,40	7,55	3,88	32,86	40,55	—	1,75	—	—	—	—	—	—
242	63	—	—	—	—	—	—	0,54	6,74	82,61	5,83	0,27	4,01	2,18	0,015	0,75	0,38	—
244	132	—	—	—	—	—	—	0,20	0,30	91,08	4,75	0,47	3,20	—	—	—	—	—
246	1072	—	—	—	—	—	—	0,19	7,36	27,77	33,74	4,29	26,65	1,97	0,031	7,54	2,80	0,08
247	2313	—	—	—	—	—	—	—	—	0,37	4,95	38,53	56,15	4,42	0,040	9,58	3,64	—
248	175	—	2,65	—	—	—	—	1,27	2,13	56,35	25,20	5,20	7,20	1,97	0,031	2,34	0,87	—
249	755	—	—	—	—	—	—	—	—	6,86	13,30	36,48	43,36	3,66	0,047	2,11	0,87	—
250	90	—	—	—	—	—	—	—	0,3	65,50	21,70	3,65	8,75	0,97	0,015	1,29	0,66	—
254	28	3,87	7,60	7,24	18,41	17,53	27,87	10,30	4,56	2,15	—	0,43	—	2,07	0,031	66,91	0,51	—
255	24	—	—	7,20	4,20	4,47	9,16	5,82	41,30	33,70	—	0,08	—	—	—	—	—	—
258	51	—	1,17	0,38	0,53	0,36	0,34	0,15	3,62	85,91	3,54	0,42	3,58	2,07	0,031	1,36	0,20	—
260	145	—	—	—	—	—	0,21	0,21	0,52	36,62	20,29	0,42	41,73	2,72	0,039	1,97	1,97	—
261	70	—	—	—	—	—	—	1,15	19,06	75,53	0,89	0,28	3,09	0,60	0,008	0,50	0,12	—
262	35	—	—	—	0,28	1,73	2,69	0,57	5,10	68,68	18,78	0,38	1,79	1,13	0,015	7,79	0,10	—
263	42	—	—	—	—	—	—	0,20	1,11	9,98	20,89	2,82	65,00	3,07	0,031	2,52	0,65	—

легкой подфракции; присутствуют также средние и основные плагиоклазы. Во многих пробах встречены вулканические стекла (иногда до нескольких десятков процентов). Тяжелые минералы представлены главным образом пироксенами — авгитами (13—27%) и нередко гиперстенom (от нескольких процентов до 30%), менее распространены роговые обманки, эпидот, цоизит.

Минералогический состав этих осадков позволяет предположить значительную роль вулканогенных пород питающих областей в формировании шельфового осадочного комплекса. Далее к югу, на северо-западе моря Скотия, этот процесс ослабевает. В крупноалевритовой фракции шельфовых отложений по-прежнему преобладают кварц, ортоклаз, уменьшается значение вулканических стекол и гиперстена, возрастает концентрация эпидота, цоизита, роговой обманки, гранатов.

Обобщая данные минералогического анализа проб осадков, собранных в первом рейсе научно-поискового судна «Академик Книпович», а также на других советских судах, И. И. Шурко (1968) выделяет вдоль Атлантического побережья Южной Америки, к югу от экватора, три шельфовых минералогических провинции: Бразильскую, Аргентинскую и Западно-Антарктическую.

Химический состав осадков Южно-Атлантического шельфа вдоль побережий Южной Америки хорошо согласуется с общими данными по гранулометрии и вещественной природе отложений (см. табл. 4). Количество железа изменяется от 0,56 до 7,20%. Невысокие концентрации встречены лишь в нескольких пробах, большинство же содержит от 2 до 3%. Малы концентрации марганца: как правило, они не превышают 0,05%. Карбонаты в терригенных осадках обычно составляют от 1 до 3%, в единичных пробах за счет мелкобитой ракушки их содержание возрастает до 7—7,5%. В терригенно-карбонатных осадках количество CaCO_3 колеблется от 10 до 30%; максимальная концентрация в исследованных пробах составила почти 70%.

Содержание органического углерода теснейшим образом связано с содержанием пелитовой фракции. Минимальное количество $\text{C}_{\text{орг}}$ составило 0,10% при 1,79—10,68% частиц менее 0,01 мм, максимальное — 2,52%, частицы менее 0,01 мм составляют 65%. Концентрация органического углерода находится в пределах обычных значений, установленных для осадков открытого шельфа в большинстве других океанических районов (рис. 7). Это же наблюдается и для фосфора, наибольшая концентрация которого в изученных пробах составляет всего лишь 0,28%, наименьшая — 0,03%.

Заключение

Химизм и минералогический состав донных осадков подводных окраин Атлантического побережья Южной Америки и Юго-Западной Африки существенно различаются. Особенно велики различия в содержании тех химических и минералогических компонентов, образование и накопление которых связано с процессами раннего диагенеза и которые характеризуются значительной подвижностью.

Первостепенное значение в создании подобных различий принадлежит органическому веществу в воде и осадках, его прямому и косвенному воздействию на среду осадкообразования и геохимические процессы.

Климатические и особенно океанологические условия, отличающиеся в восточных и западных противлежащих районах подводных окраин Атлантического (и других) океана, определяют основные физико-хими-

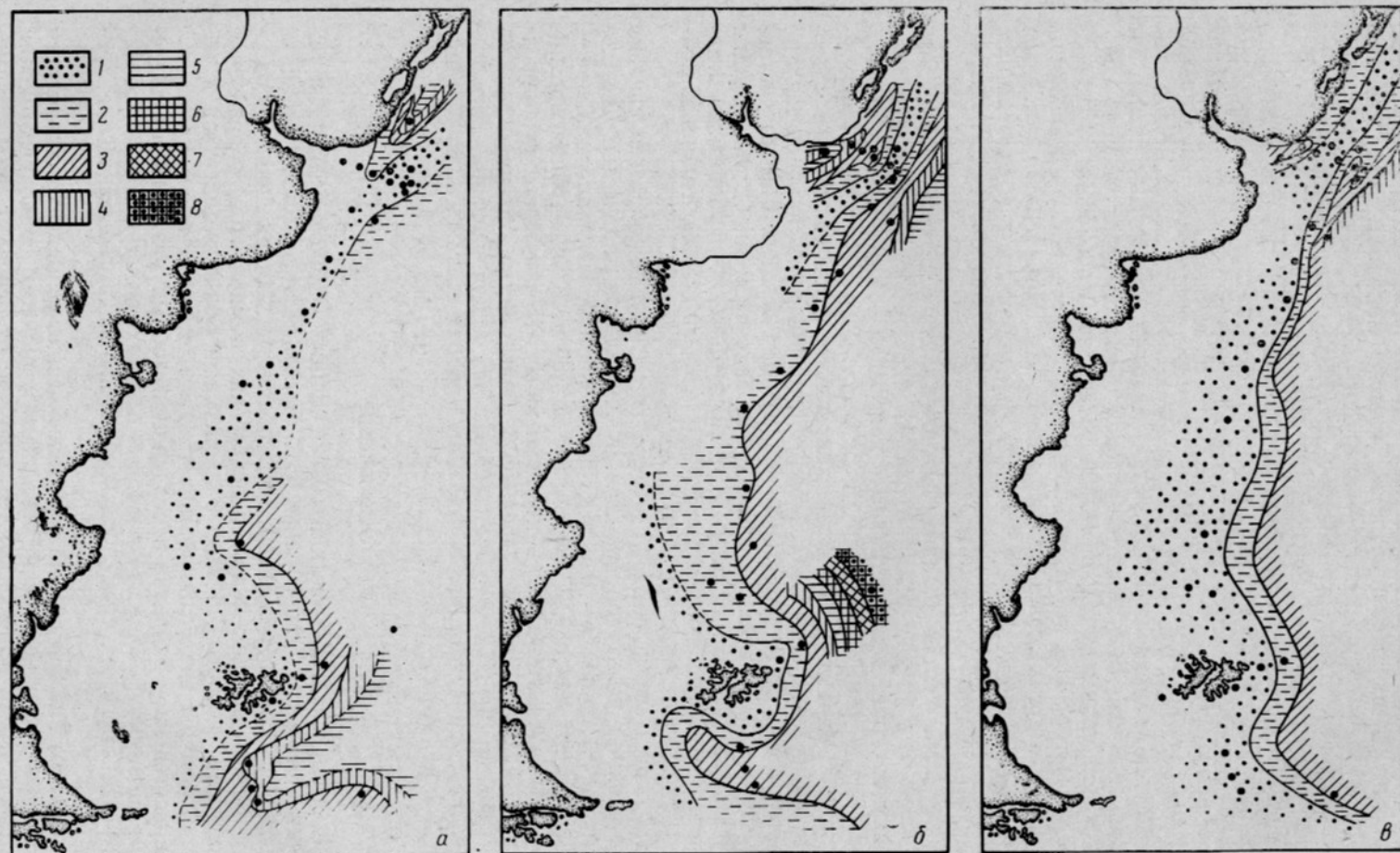


Рис. 7. Содержание основных компонентов химического состава донных осадков подводной окраины Южной Америки (в %):
a — CaCO_3 : 1 — менее 5; 2 — 5–10; 3 — 10–30; 4 — 30–50; 5 — более 50; *b* — железо: 1 — менее 1; 2 — 1–2; 3 — 2–3; 4 — 3–4; 5 — 4–5; 6 — 5–6;
 7 — 6–7; 8 — более 7; *v* — органический углерод: 1 — менее 0,5; 2 — 0,5–1; 3 — 1–2; 4 — более 2.

ческие параметры среды и таким образом выступают как важнейший фактор седиментационного процесса.

Подъем глубинных вод и связанная с ним высокая биопродуктивность создают условия, при которых на открытом океанском шельфе могут накапливаться в донных осадках исключительно большие количества органического вещества.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

- Авилов И. К., Гершанович Д. Е. Геоморфологические исследования в Южной Атлантике. «Известия АН СССР, серия географическая», № 4, 1967.
- Авилов И. К., Гершанович Д. Е. Литология шельфовых отложений Юго-Западной Африки и Патагонии (авторезферат доклада). Бюлл. МОИП, отд. геологический. Вып. 4, 1967.
- Авилов И. К., Гершанович Д. Е. Шельфовые отложения Юго-Западной Африки и Патагонии. Тезисы докладов научной конференции по тропической зоне Мирового океана. Океанографическая комиссия АН СССР. М., 1969.
- Авилов И. К., Гершанович Д. Е. Исследования рельефа и донных отложений шельфа Юго-Западной Африки. «Океанология». Т. X. Вып. 2, 1970.
- Батурич Г. Н. Влияние подъема глубинных вод на геохимию осадков в тропической части Атлантического и Индийского океанов. Тезисы докладов научной конференции по тропической зоне Мирового океана. Океанографическая комиссия АН СССР. М., 1969.
- Гершанович Д. Е. «Академик Книпович» в первом экспедиционном рейсе. «Рыбное хозяйство», 1966, № 5, 6.
- Емельянов Е. М., Сенин Ю. М. Особенности вещественного состава осадков шельфа Юго-Западной Африки. «Литология и полезные ископаемые», 1969, № 2.
- Ермолаев М. М. Проблема исторической гидрологии морей и океанов. «Вопросы географии». М., 1948, № 7.
- Меро Д. Минеральные богатства океана. «Прогресс». М., 1969.
- Просви́ров Е. С., Васильев Г. Д. Новые районы промысла в Юго-Западной Атлантике. Калининград, 1969.
- Сенин Ю. М. Особенности осадкообразования на шельфе Юго-Западной Африки. «Литология и полезные ископаемые», 1969 а. № 4.
- Сенин Ю. М. Особенности современного осадкообразования на шельфе Западной Африки. Тезисы докладов научной конференции по тропической зоне Мирового океана. Океанографическая комиссия АН СССР. М., 1969 б.
- Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолиздат, 1963.
- Уриен К. М. Типы осадков в заливе Ла-Плата. Второй международный океанографический конгресс. Тезисы докладов. М., 1966.
- Шурко И. И. Минералогические зоны и провинции в осадках Атлантического океана. «Литология и полезные ископаемые», 1968, № 4.
- Brongersma-Sanders M. Mass mortality in the sea. *Memoir Geol. Soc. Amer.* v. 1, 1957.
- Ewing M., Ludwig W. J., Ewing J. I. Geophysical investigations in the submerged Argentine coastal plain. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 74, N 3, 1963.
- Gilson J. W. Deposits of heavy minerals on the Brazilian coast *Trans. A. J. M. E.*, v. 187, 1951.
- Hart T. J. and Currie R. J. The Benguela current. *Discovery Rep.*, v. XXXI, 1960.
- Heezen B. C., Menzies R. J., Schneider E. D., Ewing W. N., and Granelli N. C. L. Congo submarine canyon. *Bull. Ass. Petrol. Geol.*, v. 48, N 7, 1964.
- Matthews L. H. The marine deposits of the Patagonian continental shelf. *Discovery Rep.*, v. IX, 1934.
- Mining Journal. 6699, 6713, 6722, 1964.
- South African Mining and Engineering Journal, 3712, 1964.

SUMMARY

Marked differences are observed in the composition and distribution of bottom sediments on the shelf and continental slope of South America and South—West Africa south of the equator. They are related not so much to the morphostructural peculiarities of the continental margins, as to various climatic and oceanological conditions of the oppositely lying marginal zones of the South Atlantic.

Terrigenous sediments occur widely on the submarine margin of South America, near the equator. Farther south they are replaced by terrigenous-carbonate sediments. Terrige-

nous sediments prevail again off the coast of Uruguay and Argentina. On the South—West African shelf replacement of terrigenous sediments by carbonate sediments is found to occur near the mouth of the Cunene River.

Many bottom sediments on the submarine margin of South—West Africa are characterized by exceedingly high concentrations of iron (up to 16.05%), phosphorous (up to 8.41%) and authigenic silicic acid (up to 14.05%). Glauconitic sediments occur rather frequently. The genesis of glauconite appears to be authigenic. The carbonate-phosphorite plates with a manganese—iron crust are widely distributed on the Agulhas Bank.

Organic matter plays an important role in the sedimentation process, its accumulation in the conditions of the submarine margin of South—West Africa being determined mainly by the upwelling of waters and a high biological productivity.

The slackening of the Benguela Current and upwelling of waters, owing to a sharp change of the oceanological regime, results in a mass mortality of organisms and contamination of bottom sediments and shelf waters with hydrogen sulphide.