

Академия наук
СССР



К. М. Шимкус

ОСАДКООБРАЗОВАНИЕ
СРЕДИЗЕМНОГО
МОРЯ
В ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНОЕ
ВРЕМЯ

Издательство · Наука ·



Академия наук СССР

Институт океанологии

им. П.П. Ширшова

Южное отделение

К.М. Шимкус

ОСАДКООБРАЗОВАНИЕ
СРЕДИЗЕМНОГО
МОРЯ
В ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНОЕ
ВРЕМЯ

3689



Издательство

"Наука"

Москва

1981



Ш и м к у с К.М. Осадкообразование Средиземного моря в позднечетвертичное время. М.: Наука, 1981.

В монографии обобщены результаты многолетних советских исследований донных отложений Средиземного моря. Привлечены многочисленные зарубежные данные.

Помимо оригинальных материалов по составу, стратиграфии, геохронологии и геохимии верхнечетвертичных осадков дана картина осадконакопления в голоцене, ледниковые и межледниковые эпохи позднего плейстоцена. Процессы осадкообразования рассмотрены на количественной основе, используя метод абсолютных масс. Эволюция осадочных процессов показана во взаимосвязи с палеогеографией бассейна.

Обсуждены некоторые аспекты формирования древних продуктивных толщ и пещерного мела в свете изучения седиментогенеза в Средиземном море.

Табл. 23, ил. 99, библи. 533 назв.

Казимерас Миколавич Ш и м к у с

ОСАДКООБРАЗОВАНИЕ СРЕДИЗЕМНОГО МОРЯ В ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ

Утверждено к печати Институтом океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР

Редактор Л.Б. Белоножко. Редактор издательства Л.М. Бекасова

Художник Н.В. Илларионова. Художественный редактор С.А. Литвак

Технический редактор Н.М. Бурова. Корректор Г.И. Сурова

ИБ № 21456

Подписано к печати 16.10.81. Т — 24049. Формат 70x108 1/16. Бумага офсетная № 1
Печать офсетная. Усл.печ.л. 21,0 + 3,1 вкл. Уч.-изд.л. 27,9. Тираж 600 экз. Тип. зак. 668.
Цена 4р. 10 к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И МЕТОДИКА РАБОТ

Вопросы осадконакопления в Средиземном море привлекают все большее и большее внимание как зарубежных, так и советских геологов. Все возрастающий интерес вызван прежде всего исключительностью бассейна, его огромным размером (площадь 2501,5 тыс. км²), сложным геологическим и морфологическим строением. Особое значение имеет своеобразное климатическое положение Средиземного моря, находящегося на стыке гумидной и аридной субтропических зон; граница этих зон протягивается почти по середине восточной его части.

Средиземное море — это полузамкнутый бассейн, сообщаящийся с океаном через относительно мелководный Гибралтарский пролив (минимальная глубина порога 286 м). Сюда не поступают глубинные океанские воды. По этой причине здесь не развит лизоклин, столь характерный для океана. Кроме того, мала продуктивность вод. Действие указанных факторов обуславливает своеобразие накопления карбонатов и органического вещества в осадках этого бассейна.

В плейстоцене в Средиземноморской области неоднократно изменялся климат — были похолодания и потепления, соответствующие ледниковым и межледниковым эпохам, причем имели место дождливые периоды в ныне засушливой субтропической области. Отмечены также значительные колебания уровня моря с амплитудой свыше 100 м, соизмеримые с океанскими. Средиземноморская область, включая акваторию, в плейстоцене отличалась заметной тектонической активностью. Осадкообразование в плейстоцене, таким образом, протекало в сложных физико-географических условиях, отличающихся от современных. Специфика осадочного процесса в Средиземноморье в разнообразных палеогеографических обстановках представляет несомненный интерес для познания морского седиментогенеза в целом.

К настоящему времени опубликовано немало работ, посвященных тем или иным аспектам современного и позднечетвертичного осадкообразования в отдельных районах мелководной и глубоководной областей Средиземного моря. Неплохо изучены современные и голоценовые осадки Лионского залива, Прованского, Алжирского, Израильского, Принильского, а также шельфов ряда островов Липарского, Эгейского архипелагов [326, 327, 207, 166, 165, 167, 168, 465, 466]. Детально исследованы современные осадки Адриатического [453, 396], Альборанского морей [305, 317]. В этих бассейнах получено немало данных также по верхнечетвертичным отложениям. В работах Е.М. Емельянова [20, 21, 22, 23, 24, 25, 26, 27, 28, 253] освещены основные аспекты современного осадкообразования, главным образом глубоководного. Описание глубоководных верхнечетвертичных осадков из разных районов моря с элементами стратиграфии содержится в ряде интересных зарубежных работ [261, 370, 374, 392, 417, 455, 456, 457, 377].

Опубликованы важнейшие для стратиграфии результаты фораминиферового анализа 119 колоннок [394, 386, 462, 227] палинологического изучения 18 колоннок [43], определения макрофауны [454, 301], а также свыше 200 радиоуглеродных датировок [381, 380, 377, 370, 261, 263, 460, 417, 449, 450, 124]. На основе этих данных разработана стратиграфия верхнечетвертичных отложений [386, 120, 121].

Много ценных данных по литологии, геохимии и стратиграфии донных осадков из разных областей Средиземного моря содержится в материалах Симпозиума по седиментации в Средиземном море, состоявшегося в 1971 г. в Гейдельберге [341].

Вместе с тем следует отметить, что монографического описания четвертичного седиментогенеза Средиземного моря не существует.

В процессе изучения донных осадков этого водоема, чему автор посвятил более

15 лет, уже намечены некоторые черты позднечетвертичной седиментации [120, 121]. Имеющийся материал позволяет рассмотреть осадочный процесс в течение всего ледникового плейстоцена (последний млн. лет).

Основная задача монографии — раскрытие особенностей седиментогенеза ледниковых и межледниковых эпох и специфики осадкообразования в такого типа бассейнах, каким является Средиземное море.

Хотя при подготовке монографии использован большой объем зарубежной информации, основу ее составляют оригинальные материалы — результаты стратиграфического и литолого-геохимического изучения колонок осадков, собранных нис "Академик С. Вавилов".

Автор считает своим долгом отметить тот большой вклад, который внес коллектив Южного отделения Института океанологии, в первую очередь сотрудники лаборатории геологии и экипаж нис "Академик С. Вавилов" в успешное проведение геологических исследований Средиземного моря. Следует выделить В.П. Гончарова и Е.М. Емельянова — первых советских исследователей геологии этого бассейна; К.Н. Федорова, В.П. Петелина, Н.Н. Сысоева, Л.М. Фомина, А.А. Аксенова, Я.П. Маловицкого — руководителей экспедиций, во время которых получены наиболее важные материалы по донным отложениям.

Автор весьма признателен всем сотрудникам, принимавшим участие в экспедиционных работах и обработке материалов: Н.Г. Прокопцеву, В.С. Соколову, Е.Г. Соколовой, Ф.Р. Корневой, Ф.Д. Стуконог, В.Н. Титовой, Н.В. Осадчей, Е.С. Севастьяновой, Е.Г. Фомичевой, С.В. Габашвили, А.В. Комарову, В.Ф. Бехтереву, В.С. Полтавскому, Л.П. Фурсовой, О.Ю. Сорокиной, Л.М. Палагиной, Р.Н. Ханжиян, И.Н. Морозовой, Н.Г. Назарчук, И.Н. Рагицкой, А.Ф. Зверьяке, В.Н. Москаленко, В.Г. Кривошее.

В решении ряда важных вопросов весьма плодотворным оказалось сотрудничество с Е.М. Емельяновым, С.И. Чумаковым, М.А. Ратеевым, А.Я. Крыловым, Г.Н. Батуриным, Н.С. Блом, С.И. Шуменко, Е.В. Корневой, В.В. Мухиной, И.В. Граковой, Е.И. Федоровым, В.М. Купцовым. Полезные советы автор получил от Я.П. Маловицкого, Ю.А. Богданова, И.О. Мурмаа, Н.А. Скорняковой, чл.-корр. АН СССР П.Л. Безрукова, И.М. Овчинникова.

Автор с большой признательностью хочет подчеркнуть особую роль в появлении данной работы члена-корреспондента АН СССР А.П. Лисицына, инициатора и научного руководителя исследований седиментогенеза в Средиземном море.

ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ

История геологического изучения Средиземного моря насчитывает около 150 научно-исследовательских экспедиций.

Первые представления о донных осадках были получены еще на заре XIX в., когда француз А. Марион [336] описал отложения у французского побережья. Важнейшее значение имели работы Ж. Прюво в 1893—1894 гг. на корабле "Ролан", открывшего подводный каньон Лазак Дютье [400].

В начале и первой половине XX в. обобщаются многолетние исследования мелководной зоны у Прованских берегов [461, 222], а также результаты австрийской и датской экспедиций на судах "Пола" и "Тор" [174, 141]. Д'Арриго в 1936 г. [239] опубликовал детальные литологические карты приустьевых участков крупнейших рек Средиземного моря (Нил, По, Тибр, Рона, Эбро). Следует также упомянуть Атлас грунтов Средиземного моря (в основном для прибрежных районов), который был издан сразу после войны (1950 г.), в Морском Атласе СССР опубликована обзорная карта грунтов, подготовленная М.В. Кленовой.

Принципиально новый этап литологических исследований связан с глубоководными экспедициями Гетеборгского океанографического института (Швеция) на судах "Скагеррак" и "Альбатрос" (1946—1947 гг.), во время которых впервые опробованы поршневые грунтовые трубки и получены длинные (до 18 м) колонки осадков из всех бассейнов Средиземного моря [392, 393] (рис. 1, вкл.).

В дальнейшем крупные исследования в мелководных и глубоководных районах моря проводили: Французская Гидрографическая служба, Океанографический институт Сплита (Югославия) на нис "Хвар" и других судах. Гидрографическая

служба Италии и/с "Стаффетта", Ламонтская Геологическая обсерватория США на нис "Вима", Океанографический институт Вудс Холла США на нис "Чэйн" и "Атлантис", Океанографический институт Монако на нис "Калипсо", Марсельский Океанографический Центр и Марсельский университет (Франция) на нис "Жан Шарко" и других судах, Морская служба Франции на нис "Ориньи", Океанографический Институт Скрипса (США) на нис "Горизонт", Океанографический институт Триеста, Национальный Комитет исследований Италии на нис "Бэннок", Исследовательский Центр НАТО в Ла Специя (рис. 1)¹.

Отбор проб осадков осуществлялся дночерпателями, круглыми и квадратными трубками (прямоточными и поршневыми). Во время экспедиций Гидрографической Службы Франции на Прованском, Корсиканском, Алжирском континентальных склонах велось драгирование дна и получены образцы коренных пород [189, 187]. Подробные работы в отдельных районах Тирренского моря (подводные горы на абиссальной равнине и других местах) выполнялись американскими и итальянскими исследовательскими судами [300, 438].

На Прованском континентальном склоне, в Альборанском море и Гибралтарском проливе сделаны многочисленные подводные снимки дна [287, 351].

Французскими исследователями под руководством Ж. Кусто с 1943 г. активно проводятся подводные исследования с аквалангами и скафандрами, включающие фотографирование дна, отбор образцов осадков и пород и др. В последнее время (1961–1964 гг.) начали широко использоваться так называемые "подводные блюда" [293, 150], с помощью которых обследованы верхние части (глубины 200–270 м) ряда каньонов (Лаказ Дютье и др.).

Начиная с 1953 г. осуществлены неоднократные опускания в батискафах "Триест" и "Архимед", отбирались пробы донных отложений, велись наблюдения за оползневыми процессами и мутьевыми потоками. "Триест" погружался у острова Капри на глубину 450–1090 м [186], а "Архимед" провел исследования Каннского подводного каньона на Прованском континентальном склоне (глубины 1100–1500 м) [155].

С 1957 г. планомерное литолого-геохимическое изучение Средиземного моря осуществляется Советским Союзом [16], продолжающееся и по настоящее время. Основной объем работ выполнен Южным отделением Института океанологии АН СССР на нис "Академик С. Вавилов" (рис. 1, табл. 1). Исследованиями охвачены все бассейны этого моря, главным образом глубоководные их области. В небольшом объеме проводилось подводное фотографирование и выполнялись работы с помощью глубоководной телевизионной установки [29]. В 1973 и 1974 гг. в Тирренском море драгами подняты образцы коренных пород из подводного Стромболийского каньона, подводной горы Вавилова, Маньяги и др. [64, 65, 66].

В 11 рейсах нис "Академик С. Вавилов" пробы осадков собраны на 596 станциях со всей акватории Средиземного моря в основном с глубоководной области (рис. 1, табл. 1). Максимальной длины керн (11,06 м) получен Е.М. Емельяновым в Тирренской впадине в первом рейсе нис "Академик С. Вавилов".

Советскими экспедициями впервые взяты колонки осадков из самой глубокой точки Средиземного моря (ст. Va-996, глубина моря 5120 м), и абиссальной области Центральной впадины (Va-363).

К настоящему времени все Средиземное море покрыто сетью литологических станций (рис. 1) (от 1 до 150 на градусный квадрат). Лучше всего изучены Южно-Адриатическая, Тирренская, Критская впадины.

Детально исследован шельф у побережья Алжира [326, 327, 207, 208] в Адриатическом море (залив Манфредония и др.), напротив устьев крупных рек (Рона, Нил, По, Эбро) и в ряде заливов Западного и Восточного бассейнов. Литологические работы на шельфе проведены более чем на 3 тыс. станций.

Качественно новый период геологических исследований знаменует 13-й рейс бурового судна "Гломар Челленджер" (1970 г.), пробурившего 27 скважин на 14 станциях, расположенных в Альборанском, Алжиро-Прованском, Тирренском,

¹ Подробный перечень экспедиций, районы исследований, координаты станций, виды морских и лабораторных работ в виде таблиц, карт и схем представлены автором в "Атласе изученности Средиземного моря".

Т а б л и ц а 1

Советские литологические исследования Средиземного моря со сбором колонок осадков

Дата	Судно и его принадлежность	Рейс	Район работ	Количество станций	Длина колонок (м)		Литературный источник
					пределы	средн.	
1	2	3	4	5	6	7	8
VII-X-1960	"Академик С. Вавилов", ИОАН	I	Эгейское море, Восточная часть Средиземного моря, Центральная, Тирренская и Африкано-Сицилийская впадины	86(36к)* 96в, ф, т	0,22-11,06	2,35	[88]
VII-VIII-1960	" "	II	Центральная, Тирренская, Алжиро-Прованская впадины	24(12к), ф	0,68-2,8	1,96	[96]
X-1960-I-1961	" "	III	Мраморное, Эгейское моря, Восточная часть Средиземного моря, Центральная и Тирренская впадины	52(16к), 42в	0,4-2,7	1,74	[41]
1961	"Витязь", ИОАН	XXXIII	Левантийская впадина	1 (2к)	3,2-6,5	4,8	
1962	"Батайск"	Учебный	Западная часть Африкано-Сицилийского порога	2 (2к)	1,3-1,4	1,35	
I-V-1962	"Академик С. Вавилов"	IV	Алжиро-Прованская, Адриатическая, Центральная, Восточная часть Средиземного и Эгейского морей	64(13к), 260в	0,18-3,33	1,77	[93]
V-VI-1963	" "	V	Тирренская, Центральная, Критская впадины, Эллинский желоб, лагуна Санторин	86(27к), 93в	0,05-5,0	1,89	
X-XI-1963	" "	VI	Критский и Принильский р-ны	11	-	-	
X-XI-1964	" "	VIII	Критская, Центральная впадины, лагуна Санторин, Восточная часть Средиземного моря	63(15к)	0,35-5,0	2,11	
IV-VI-1965	" "	IX	Мраморное море, Восточное Средиземноморье, Африкано-Сицилийская и Алжиро-Прованская впадины	14(10к)	0,65-9,62	3,66	

Т а б л и ц а 1 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8
VIII-X-1970	"Академик С. Вавилов"	XVI	Центральное плато Восточного Средиземно-морского вала, Центральная, Тирренская и Алжиро-Прованская впадины	90(43к)	0,30-3,77	1,72	
IX-XI-1973	"	XIX	Крито-Родосский склон в зоне Эллинского желоба; Центральная, Тирренская, Адриатическая впадины	77(18к), 9др	0,10-2,38	1,16	[64]
III-VI-1974	"	XX	Эгейское море, Центральная впадина, Африкано-Сицилийский порог	80(33к), 18др	0,16-2,2	1,39	[65]
осень, 1973	"Академик Курчатов", ИОАН "Московский университет", МГУ		Залив Сидра, Ионическое, Лигурийское, Тирренское моря, Лионский залив				[52]
1975	"Академик С. Вавилов"	XXI	Центральная, Тирренская впадины	154(46к)			[66]

*к - колонки осадков; в - морская взвесь; ф - фото дна; т - подводное телевидение; др - драгирование.

Центральном и Левантийском бассейнах. Большинство из них вскрыт разрез плиоцен-четвертичных отложений, которые чаще всего подстилаются эвапоритами мессиния (верхний миоцен). В некоторых скважинах встречены более древние породы (K₂, PZ) [308].

Бурение дна Средиземного моря продолжено в 1975 г. во время 42-А рейса нис "Гломар Челленджер" [309]. В восьми районах Алжиро-Прованского и Тирренского бассейнов, Восточного Средиземноморья пробурено 9 скважин (рис. 1).

МЕТОДИКА РАБОТ

Сбор проб донных осадков в Средиземном море на нис "Академик С. Вавилов" осуществлялся стандартным оборудованием, применяемым в Институте океанологии: поверхностные пробы собирали дночерпателем "Океан-50" с площадью захвата 0,25 м², а колонки осадков - прямоточными и поршневыми трубками конструкции Н.Н. Сысоева и Е.И. Кудинова с внутренним диаметром 62 и 150 мм [51], драгирование осуществлялось круглыми драгами. Описание кернов, отбор влажных и сухих проб производились по методике, предложенной А.П. Лисицыным, П.Л. Безруковым и В.П. Петелиным [7, 61]. В некоторых случаях определялись влажность и объемный вес осадков.

Собранный советскими экспедициями материал в значительной степени изучен. Разнообразными видами анализов охвачены колонки из всех основных бассейнов Средиземного моря. Осуществлено большое количество гранулометрических и

Т а б л и ц а 2

Виды и объем советских исследований верхнечетвертичных осадков Средиземного моря

Виды работ	Число колонок	Число проб	Литературный источник
I. Физико-механические свойства:			
влажность	114	745	*
объемный вес	21	104	*
пластическая прочность	4	26	*
II. Гранулометрический состав	121	1157	[121]**
III. Химический состав:			
1. CaCO ₃	118	1332	[121, 122, 496]**
2. C _{орг}	118	1281	[121, 122]**
3. SiO ₂ аморф	36	340	*
4. Рациональный анализ карбонатов	6	85	[496]**
5. Полный силикатный анализ	1		*
6. Fe _{вал}	107	1044	[122]**
7. Mn _{вал}	107	1044	[122]**
8. Ti	107	1026	[122]**
9. Fe ³⁺ , Fe ²⁺	32	260	[14, 103]
10. Mn ⁴⁺ , Mn ²⁺	32	260	[14, 103]
11. Формы S	26	85	[103, 14]
12. pH	12	49	[14]
13. Eh	30	300	[14, 484, 491]
14. P	38	377	[122, 495]
15. Cr	13	138	[5, 122, 489]
16. V	12	128	[5, 122, 489]
17. W	8	113	[493, 489]
18. Mo	19	216	[5, 103, 122, 489, 493]
19. Se	17	202	[494]
20. Ni	15	162	[5, 103, 489, 122]
21. Cu	12	115	[489, 490]
22. Co	14	149	[5, 103, 122, 489]
23. U	9	103	[5, 122]
24. Cl и Alk иловых вод	10	61	[35, 121]
IV. Минералогический состав:			
1. Глинистые минералы	16	176	[126]
2. Состав минералов во фракции 0,1–0,05 мм			
а) тяжелых	11	127	*
б) легких	9	75	*
3. Породообразующие минералы	43	631	[496]**
V. Биостратиграфия:			
1. Планктонные фораминиферы	14	290	*
2. Бентосные фораминиферы	14	318	[45, 46]**
3. Споры и пыльца	12	182	[43]
4. Кокколитофориды	6	157	*
5. Диатомей, силикофлягелляты, радиолярии	3	22	*
VI. Изотопные определения:			
δ ¹⁸ O	2	36	*
VII. Абсолютная геохронология:			
1. Радиоуглеродные датировки	23	141	[121, 124]**
2. Датировки терригенных минералов K/Ar методом	18	50	[50]

* – сведения публикуются впервые; ** – учтены и новые неопубликованные данные.

химических анализов, а также микрофаунистические и палинологические исследования и радиоуглеродные датировки осадков, абсолютный возраст терригенных минералов (табл. 2).

Гранулометрический анализ осуществлялся водно-механическим методом с помощью суспензионных весов [97].

Содержание CaCO_3 подсчитывали по CO_2 , который определялся совместно с $\text{C}_{\text{орг}}$ весовым методом в аппаратах Фрезениуса-Кнопа. Ряд определений осуществлялся также объемным баритовым методом [104].

Аморфный кремнезем двукратно извлекался содовым раствором при нагревании на воздушной бане в течение 2 ч и определялся весовым методом после дегидратации кремнезема.

Валовые содержания Fe, Mn, Ti, определялись из одной навески после разложения плавиковой и серной кислотами и доплавления остатка пиросульфатом калия, а P — объемным (щелочным) методом.

Рациональный карбонатный анализ, включающий определение CaO, MgO, MnO полуторных окислов и нерастворимого остатка в 2% солянокислой вытяжке, проведен по общепринятой в геологических исследованиях методике [107].

Co, Ni, V, Cr, Mo в нескольких колонках определены спектральным и уран-люминесцентным методами [5]. В ряде разрезов Co, Ni, V, Cr, Mo, Cu изучены химически [103].

Формы железа, марганца, серы определялись по методикам, принятым в Институте океанологии [14].

Иловые воды отжимались ручным гидравлическим прессом с давлением до 250 кг/см^2 , хлорность и щелочность в которых определялась полумикрометодами, предложенными С.В. Бруевичем [35].

Минералогические исследования в иммерсионных препаратах проводились по методике, описанной В.П. Петелиным [95], минеральный состав карбонатов изучался дифрактометрическим методом в модификации З.Н. Горбуновой [17].

Объемный вес осадков естественной влажности определялся взвешиванием монолита, вырезанного металлическим кольцом.

По известным методикам велись палинологические исследования [43], фораминиферовый анализ [45], радиоуглеродные датировки осадков [124]. Абсолютный возраст терригенных минералов определен К-Ag методом после предварительной обработки осадков $0,1\% \text{ HNO}_3$ и промывкой водой с высушиванием при 100°C [50].

Глава II

УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

ГЕОЛОГИЯ

ГЕОЛОГИЯ ВОДОСБОРА

В Средиземноморской области выделяются три крупнейшие тектонические зоны [108]: докембрийской складчатости (Африканская платформа), докайнозойской складчатости и участки эпигерцинской платформы (Малая Азия, Африкано-Сицилийская область и Каталония), альпийской геосинклинали (северное побережье Восточного Средиземноморья, Тирренская и Алжиро-Прованская области) с отдельными выходами фундамента.

В докембрийской тектонической зоне древние кристаллические породы, в том числе кислые и средние интрузивы, скрыты под платформенным чехлом [2, 123], состоящим в основном из юрских и меловых песчаников, меловых, палеогеновых и неогеновых карбонатных пород. Поверхность Африканской платформы к югу от Киренаики и Мармарики, а также Тунисского Атласа покрыта дюнными песками четвертичного возраста. На берегу Большого Сирта и в других местах распространены континентальные неоген-четвертичные отложения. Докембрийские породы Африканской платформы обнажаются лишь в некоторых местах среднего и верхнего течения

Нила. В верховье Голубой Нил прорезает на своем пути меловые и кайнозойские базальты. Остальная часть долины Нила выработана в платформенном чехле.

В строении эпигердинских платформенных участков принимают участие главным образом триасово-меловые карбонатные породы. Небольшими пятнами залегают такие же палеогеновые и неогеновые породы. Встречаются также выходы докембрийских, палеозойских и мезозойских кристаллических пород (основные интрузивы в Малой Азии, кислые и средние — в Каталонии).

Альпийская геосинклинальная область состоит из весьма разнообразного комплекса пород, как в отношении возраста, так и состава. В осевых частях наиболее крупных антиклинорий выходят на поверхность выступы древнего фундамента. В строении этих выступов участвуют метаморфические и интрузивные породы палеозоя (кембрия, ордовика, силура, девона, карбона, перми).

Докембрийские части складчатого основания состоят из гнейсов, кристаллических сланцев, мраморов, амфиболитов, кварцитов, слюдяных сланцев.

Кислые и средние породы палеозойского и частично мезозойского возраста распространены на западном окончании Анатолийско-Эгейского Срединного массива (острова Киклады), в области Родопского Срединного массива, на северо-западном побережье Эгейского моря, в Альпах, на Центральном Французском массиве, частично входящем в бассейн Роны, в Пиринеях, на большей части Корсики (западная и южная области), во многих районах северной, восточной и южной Сардинии, на севере Сицилии и в Калабрии, в Восточной части Алжирского побережья [2, стр. 83].

Наиболее крупные выходы интрузивных пород офиолитового типа мезозойско-кайнозойского и, отчасти, палеозойского возраста известны в Альпах, Динарских горах, Малой Азии, на Кипре.

Подавляющая площадь альпийской геосинклинальной зоны Средиземного моря сложена геосинклинальным комплексом пород, который формировался начиная с триаса, а в некоторых местах — с верхнего палеозоя [108]. Время окончания геосинклинального осадконакопления изменяется от верхнего эоцена до низов миоцена [108]. Для разрезов триаса, нижней и средней юры характерно широкое развитие карбонатных, карбонатно-глинистых фаций с редкими эффузивами и малым количеством грубообломочного материала. На ограниченных по площади участках, в узких и глубоких прогибах в пределах Альп, Динарских гор в триасе-средней юре происходило накопление мощных вулканогенно-осадочных формаций, типичных для стадии раннего геосинклинального развития.

Наиболее распространенный тип формаций верхней юры и нижнего мела, а также верхнего мела и олигоцена — это флишевая формация.

Молассовый комплекс, образовавшийся в заключительный этап геосинклинального развития, предстает в основном породами неогенового и частично, верхне-палеоценового и четвертичного возраста, заполняющими внутренние межгорные и краевые прогибы.

Четвертичные лавы и туфы среднего и основного состава распространены по западному побережью Апеннинского полуострова в районе Рима, к северо-западу и к юго-востоку от него, в районе Неаполя и прилегающих островов, на востоке Сицилии, в западной части Сардинии, на Ближнем Востоке, в Алжиро-Марокканской области в бассейне р. Мулуя.

В целом на водосборной площади Средиземного моря основное значение имеют карбонатные породы (мергели, известняки), меньшее — обломочно-глинистые формации и совсем небольшое — кристаллические породы. С точки зрения питания бассейна осадочным материалом имеет значение степень участия в строении водосбора легко разрушающихся пород песчаников, туфов и т.д. В Средиземноморской области они не получили широкого распространения, хотя в отдельных районах водосбора играют значительную роль. В частности, олигоценные песчаники "мачиньо" слагают большую часть центральной зоны Апеннинского полуострова, а нубийские песчаники занимают огромную площадь Нубии на Африканской платформе (среднее течение Нила).

На водосборе Средиземноморской области в первом приближении можно выделить несколько крупных петрографических провинций, отличающихся друг от друга участием характерных пород в их строении: 1) Нильскую (древние и молодые платформенные породы, кайнозойские основные эффузивы); 2) Африканскую (плат-

форменные осадочные породы, карбонатные и обломочные с единичными полями средних эффузивов); 3) Динаро-Балкано-Азиатскую (геосинклинальный комплекс осадочных и метаморфических пород в сочетании с основными интрузиями); 4) Эгейскую (геосинклинальный комплекс осадочных и метаморфических пород в сочетании с кислыми и основными интрузивами и эффузивами); 5) Центрально- и Восточно-Апеннинскую (геосинклинальный комплекс осадочных пород с широким распространением песчаников "мачиньо"); 6) Западно-Апеннинскую (геосинклинальный комплекс осадочных пород с широким распространением средних и кислых эффузивов); 7) Калабрийскую (геосинклинальный комплекс осадочных пород с широким распространением кислых интрузий); 8) Восточно-Сицилийскую (платформенные осадочные породы со средними и кислыми эффузивами); 9) Северо-Сицилийскую (геосинклинальный комплекс осадочных пород со средними и кислыми эффузивами); 10) Восточно-Алжирскую (геосинклинальный комплекс осадочных пород с молодыми кислыми интрузиями у побережья моря); 11) Мулуйскую (геосинклинальный комплекс осадочных пород с молодыми эффузивами); 12) Атласскую (геосинклинальный комплекс осадочных пород без заметного развития интрузий); 13) Бетскую (геосинклинальный комплекс осадочных пород с кислыми интрузиями); 14) Иберийскую (платформенные осадочные и кристаллические породы); 15) Пиринейскую (метаморфические и осадочные породы с кислыми интрузиями); 16) Центрально-Французскую (платформенные кристаллические и осадочные породы с небольшим развитием молодых эффузивов); 17) Альпийскую (сочетание геосинклинального комплекса метаморфических и осадочных пород с кислыми и основными интрузиями и эффузивами).

Перечисленные провинции определяют ряд различий минерального состава осадочного материала, смываемого с разных районов водосбора.

ГЕОЛОГИЯ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОЙ МЕГАВПАДИНЫ

Как показали советские и зарубежные исследования [31, 32, 86, 87, 63, 68, 69, 334, 273, 274, 275, 339, 426] Средиземное море по своему геологическому строению весьма неоднородно. Это в равной мере относится как к кристаллическому основанию мегавпадины, так и осадочному ее выполнению. Обращают внимание большие колебания мощностей осадочной толщи (1–16 км) и высокая изменчивость ее стратиграфического диапазона.

В Алжиро-Прованской котловине осадочный слой начинается, по-видимому, с палеогена, в Тирренской — с верхнего миоцена, в Центральной — с триаса. Мощные палеозойские, мезо-кайнозойские комплексы развиты в Восточном бассейне.

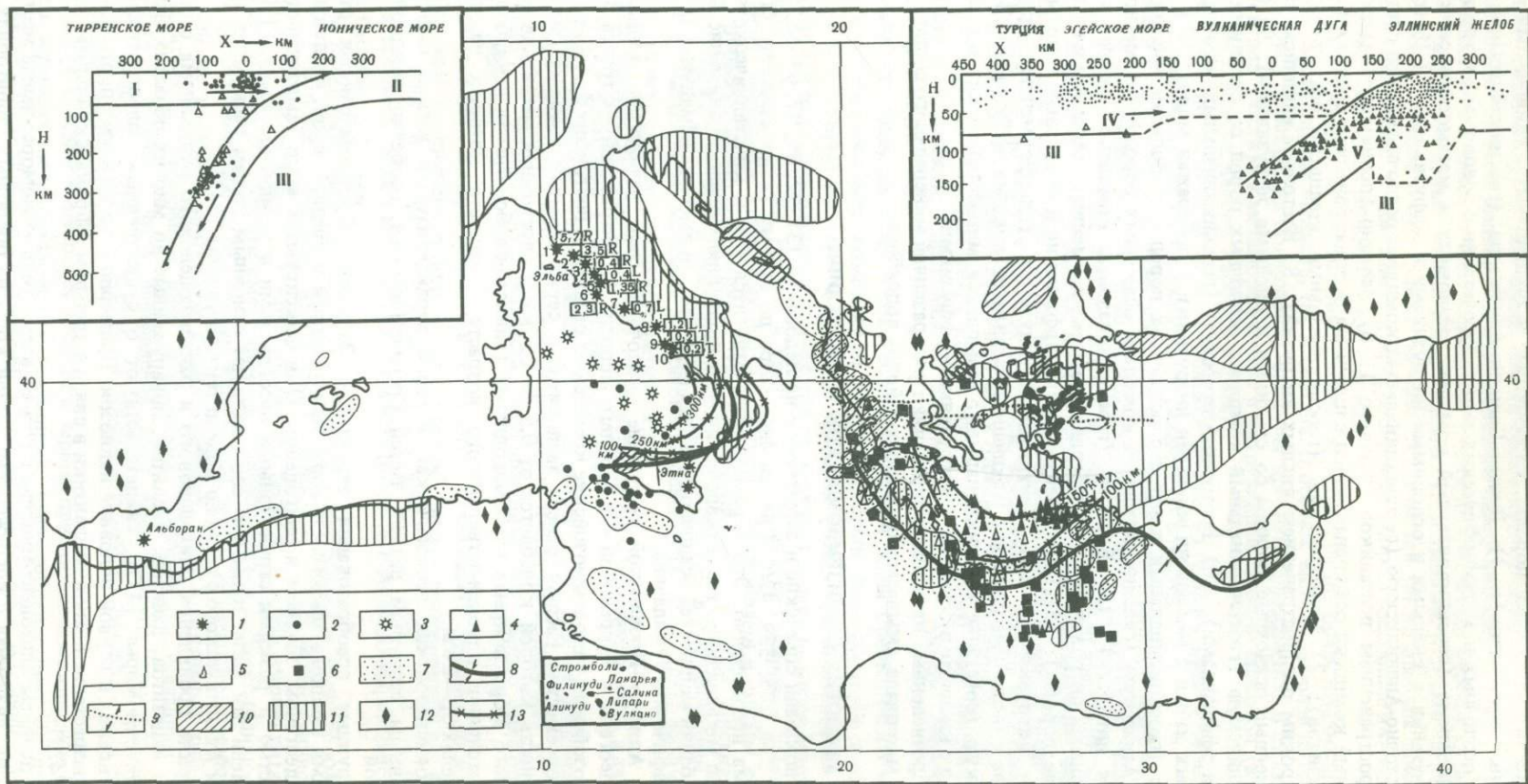
Повсеместно распространена эвапоритовая серия верхнего миоцена (мессиния), мощность которой колеблется от 0,5 до 2,5 км. Современная мегавпадина Средиземного моря покрыта глубоководными глинисто-карбонатными и карбонатными отложениями плиоцен-четвертичного возраста, мощности которых находятся в пределах 0,5–2 км.

Докайнозойская геологическая история характеризуется весьма дифференцированным развитием разных частей Средиземноморья, особенно западной и восточной.

Крупные преобразования территорий Западного Средиземноморья отмечены фазами мощного тектогенеза Альп между ранней и средней юрой, поздним мелом и палеогеном, эоценом и олигоценом. Они фиксируются ярко выраженной складчатостью и резкими структурными несогласиями в комплексе альпид [108]. По времени эти фазы примерно соответствуют основным этапам раскрытия северной части Атлантического океана по модели тектоники плит [241].

Яркие проявления олигоценового и раннемиоценового вулканизма с образованием андезитов, дацитов, риолитов, обнаруженные во многих областях Западного Средиземноморья [477], свидетельствуют о существенных палеогеографических изменениях в первой половине кайнозоя. Примерно в то же время протекало активное разрастание Южной Атлантики в связи с дрейфом Африканской плиты на восток [76, 423].

В позднем олигоцене-миоцене почти во всем Средиземноморье имела место трансгрессия, связанная с погружением земной коры на обширных территориях. Начало



трансгрессии может соответствовать времени раскрытия Балеарского бассейна [476]. К этому времени приурочено складкообразование в Альпах и начало рифтообразования в Красном море. Вероятно, в этот период сформировалась горизонтально-слоистая подэвапоритовая толща. Многие исследователи считают [339, 69], что в Балеарском бассейне в ее состав входят нижний и средний миоцен, а в некоторых депрессиях также и олигоцен.

В миоцене обозначились очертания основных глубоководных впадин Средиземного моря с глубинами 2–3 км в пределах современного Алжиро-Прованского, Центрального и Восточного бассейнов. Вследствие относительной изоляции Средиземного моря от океана в мессинии происходило накопление мощных эвапоритовых образований [117, 308, 309].

В плиоцене началось мгновенное (в геологическом смысле) заполнение бассейнов Средиземного моря океаническими водами в связи с раскрытием Гибралтарской трещины, о чем свидетельствуют глубоководные фации нижнего плиоцена, перекрывающие эвапориты [308].

Плиоценовое море глубоко ингрессировало в континент, заливая обширные площади низовьев рек и прибрежных равнин [117].

В плиоцен-четвертичное время продолжалось углубление всех бассейнов Средиземного моря, на что указывает прислонение плиоцен-четвертичной толщи к более древним образованиям. Наибольший размах опусканий характерен для Тирренского бассейна, ряда впадин Эгейского моря и Эллинского желоба. Амплитуда обрушений в некоторых районах Алжиро-Прованского бассейна приближалась к 1000 м [130].

Общее углубление бассейнов в этот период сопровождалось дифференциальными тектоническими движениями, проявившимися вплоть до позднечетвертичного времени [130, 498, 499]. Непрерывным сейсмопрофилированием они установлены как на склонах современных котловин, так и в центральных их областях. Плиоцен-четвертичная толща расчленена многочисленными молодыми сбросами на Прованском, Балеарском, Лигурийском склонах Африкано-Сицилийском пороге, в Тирренской, Критской впадинах, Эллинском желобе, а также в отдельных областях Восточно-Средиземноморского вала [423, 274, 275, 389, 403, 447, 339, 20, 518, 52]. На значительной площади Лигурийской и Алжиро-Прованской абиссальной равнины залегание плиоцен-четвертичной толщи нарушено соляной тектоникой [448]. Как показал структурный анализ [130], активный рост соляных куполов приходится на средний плиоцен.

По периферии Средиземного моря в плиоцен-плейстоцене продолжались воздымания, благодаря которым морские неогеновые отложения (в том числе плиоцен-плейстоценовые) оказались поднятыми на различную высоту. В плиоцене вышла из-под уровня моря обширная территория Балеарского архипелага. Сводное поднятие с дифференциальными движениями испытали Альпы, Пелопонесс, Крито-Родосская дуга [31].

Тектонические деформации четвертичных отложений обнаружены по всему периметру Средиземного моря [134, 291, 196, 205, 206, 340, 188, 383, 316, 291, 233, 246, 142]. Предполагается, что их активность несколько ослабла после образования 35-метровой тирренской террасы, однако в ряде областей они прослежены вплоть до современного этапа. В частности, морские отложения возрастом 2–3,8 тыс. лет на израильском побережье встречены на высотах от 3 до 40 м выше современного уровня [363].

В плиоцен-четвертичное время в Тирренском и Эгейском бассейнах и на Африкано-Сицилийском пороге найдены многочисленные проявления субаэрального и подводного вулканизма.

На восточном побережье Тирренского бассейна действовали две группы вулканов: препапеннинская (римская) и кампанская (рис. 2). В состав первой входили вулканы

Рис. 2. Схема неотектоники Средиземноморья

1 – четвертичные и плиоценовые вулканы (цифрами – датировки млн. лет); 2 – подводные вулканы; 3 – подводные горы; 4–6 – глубина эпицентров землетрясений, км; 4 – 120–180, 5 – 80–120, 6 – 60–80; 7 – зоны сейсмичности и неотектонического дробления; 8 – зоны сжатия; 9 – зоны растяжения; 10–12 – распределение мелкофокусных землетрясений; 10 – частые, 11 – редкие, 12 – единичные; 13 – зоны глубоководных фокусных землетрясений

На врезках – погружение литосферных плит в зоне Калабрийской и Эллинской дуг: I – Евразийская, II – Африканская плита, III – астеносфера. Знаками – магнитуда землетрясений

Большено, Вико, Лациале, Сабатини, Албани, а во вторую — Искья, вулканы Флегрейских полей, Рокка, Монфина, Сомма Везувий, Монте Вультуре.

Римская группа вулканов проявляла активность в конце плейстоцена и в течение всего плейстоцена. Наиболее крупные извержения, судя по К-Аг датировкам, произошли 90, 95, 127, 177, 225, 270, 430 тыс. лет назад, а также 1,1; 1,2 и 2,3 млн. лет назад [266, 139].

Отдельные вулканы кампанской группы (Рока Монфина, а также Монте Вультуре) действовали в раннем, среднем плейстоцене и сохраняли некоторую активность в более позднее время. Извержения Рока Монфина по радиометрическим датировкам приходятся на период 0,37–1,26 млн. лет н. Крупные извержения вулкана Эномае (о. Искья) произошли 72–83 тыс. лет н. [266]. Наиболее мощный вулканизм Флегрейских вулканов отмечен в позднем плейстоцене и голоцене. Выделяются три цикла их активности [406, 374]. С первым связано образование серых кампанских туфов на обширной площади Кампании, возраст которых, судя по многочисленным радиоуглеродным определениям, находится в интервале 15–40 тыс. лет [315]. В этот же период (28–41 тыс. лет н.) произошли извержения вулканов Искья, в результате чего накопилась мощная толща туфов Читара-Серрара.

Второй флегрейский цикл вулканизма ознаменовался накоплением желтых неополитанских туфов и датируется 10–12 тыс. лет н. [315].

Третий цикл охватывает разные этапы голоцена. Выделяются мощные извержения вулкана Астрони 3,6–4 тыс. лет назад, доисторическое (3,2 тыс. лет назад, [391]) и пинийское (79 г.н.э.) извержения Соммы-Везувия [406].

На юге Тирренского бассейна располагается липарская вулканическая дуга, сформировавшаяся в основном в плейстоцене. Она состоит из шести вулканических островов: Вулькано, Липари, Панареа, Салина, Филикуди, Аликуди, трех подводных вулканических гор северо-западнее Аликуди и тяготеет к наклонной (50–60° к ЗСЗ) сейсмичной зоне Беньофа-Заварицкого [385]. Ее образование, видимо, связано с молодым подвигом Африканской платформы. Наиболее глубокофокусные эпицентры землетрясений (700 км) располагаются в центральной области Тирренской впадины. Их глубина уменьшается до 200–300 км по мере приближения к суше (рис. 1). По приблизительным оценкам К-Аг методом наиболее древние проявления вулканизма здесь относятся к раннему плейстоцену (> 0,5 млн. лет). Стратиграфические исследования и радиоуглеродные датировки позволяют выделить два этапа вулканической активности [395, 146]: на первом этапе (ранний-средний плейстоцен, гюнцминдель?) образовались вулканы Панареа, Аликуди и Филикуди вместе с большей частью Салина и северо-западной частью Липари. В тот же период (сицилийское время) сформировался вулкан Устика. На втором этапе (после ресс-вюрма) окончательно сформировался остров Салина и основная часть о-ва Липари. Мощные извержения вулкана Монте Порри на о-ве Салина отмечены в раннем и среднем вюрме, а вулкана Монте Сан Анжело на о-ве Липари — в начале вюрма [315]. Исключительно к позднему плейстоцену и голоцену относится деятельность Вулькано и Стромболи. В историческое время действовали Липари и Вулькано.

Для Липарской группы вулканов выявляется смена типично Са-щелочных лав первой стадии вулканизма более поздними и современными шошонитовыми. Данные петрологии и изотопы Sr позволяют предполагать мантийное происхождение лав [395, 146].

К рассмотренной вулканической провинции причисляется также стратовулкан Этна, находящийся на восточном побережье Сицилии, который также сформировался в плейстоцене. Он состоит в основном из щелочных базальтов и продуктов их дифференциации (трахибазальтов и трахиандезитов). Базальты конца доэнинского периода имеют возраст 210 тыс. лет, а лавы внизу конуса Этны — 90 тыс. лет [234].

В пределах Тирренской глубоководной впадины проявления вулканизма неизвестного возраста отмечены по гравиметрическим аномалиям на сицилийском и калабрийском склонах [433]. На абиссальной равнине почти на 3 км возвышается подводный вулкан Вавилова. Судя по результатам драгирования, он состоит из цеолитовых базальтов [67]. По характеру магнитных аномалий время его образования оценивается 0,7–2,4 млн. лет (эпоха Матуяма) [146]. В образцах, отобранных с коралловой короны этого вулкана, Е.К. Кузмичева (МГУ, нис "Академик С. Вавилов") определила одиночный миоценовый коралл *Acanthocuethus tran-*

sylvanicus Reuss, совместно с тортонской гастроподой *Nassa* cf. *subprismata*. Это дает основание полагать, что начало формирования конуса подводного вулкана Вавилова, возможно, восходит к среднему миоцену.

В юго-восточной области абиссальной равнины Тирренской впадины возвышается огромный подводный вулкан Марсили, сложенный латит-андезитами, латит-андезитовыми базальтами [331].

Значительные проявления субаэрального и подводного вулканизма характерны для Африкано-Сицилийского порога. В течение плейстоцена в несколько фаз происходило формирование вулканических островов Линозы и Пантеллерии, приуроченных к бортам грабенов, где проходят глубинные разломы [384, 184]. Отмели Грахам и Фернадея являются не единственными свидетелями подводного вулканизма.

В Восточном Средиземноморье проявления четвертичного вулканизма отмечены лишь на юге Эгейского бассейна, где вулканы Аэгина, Метана, Милос, Антипара, Санторин, Нисирос, Иаги и Кос образуют отчетливо выраженную широтную дугу [473].

Как и Липарская группа вулканов, она связана с субдукцией Африканской плиты [368, 385]. Для этой провинции характерны латит-андезиты, дациты и риолиты [395, 315].

Точно датировано мощное мионское извержение Санторина (3,5 тыс. лет н.) [370, 371]. Есть указания и о более древних извержениях (около 18 тыс. лет назад) этого вулкана, установленных по пепловым прослоям в колонках осадков. К-Аг датировки показали, что предкальдеровые дациты Нинирос имеют возраст около 200 тыс. лет [315].

В целом следует отметить, что геологическая обстановка в четвертичное время не имеет своих аналогов в геологическом прошлом. Это завершающий этап формирования внутриматериковой мегавпадины Средиземного моря на гетерогенном основании окраинной зоны океана Тетис, закрывшегося еще в мезозое.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ ДНА

Примечательной чертой морфологии Средиземного моря является его сложная конфигурация, обусловленная переплетением морфоструктур широтного и субмеридионального простириания. В местах, где альпийский тектонический план совпадал с древним, возникли меридиональные впадины несложного строения, а там, где он пересекался — сложнейшие структуры широтного простириания.

Современные очертания Средиземноморской мегавпадины и основные морфоструктуры дна сформировались в результате плиоцен-четвертичных дифференциальных движений, хотя основные ее элементы возникли раньше — еще в миоцене [32, 68, 63, 69, 334].

Плиоцен-четвертичные движения привели к образованию сложной системы впадин Эллинского желоба, Эгейского моря, Африкано-Сицилийского порога, морфоструктур Восточно-Средиземноморского вала. Средиземноморская мегавпадина морфологически разнородна (рис. 3, вкл.). Отдельные ее части различаются глубинами и общим морфологическим строением [74, 32, 75]. Весьма существенные различия наблюдаются между центральными областями Алжиро-Прованского, Тирренского бассейнов, с одной, и Восточного Средиземноморья, с другой стороны. Так, огромная площадь Алжиро-Прованского бассейна представлена плоскодонной котловиной, в большей части аккумулятивно выровненной. Мезо- и микроформы рельефа развиты лишь на небольших участках. Кроме того, глубины постепенно нарастают по направлению к центральным районам котловины. Совсем другая картина в Восточном бассейне. В области ложа здесь развиты три крупнейших морфологических структуры преимущественно широтного простириания: Восточно-Средиземноморский вал, система глубоководных впадин Эллинского желоба и южная цепь пологих обширных котловин. Подавляющая площадь дна заметно или резко расчленена, а возвышенности обычно более островершинны, чем в западной части моря. Максимальные глубины приурочены к краевым частям ложа дна. Аккумулятивно выровнены лишь глубоководные части Левантийской и Центральной впадин.

Глубоководные впадины по периферии Восточного бассейна на протяжении чет-

вертикального периода служили "ловушками" осадочного материала, поступающего с водосбора, и являлись зонами относительного "непропуска" его в центральную область моря [79].

Данные непрерывного сейсмопрофилирования свидетельствуют, что Алжиро-Прованская впадина и в дочетвертичное время была плоскодонной. И, наоборот, дно Тирренской впадины и Восточного Средиземноморья было существенно расчленено.

В течение плейстоцена происходил процесс не только расчленения, но и сглаживания рельефа дна. Судя по широкому распространению мезо- и микроформ на дне Восточного бассейна процесс выравнивания здесь не завершен. Лишь относительно небольшие наиболее глубоководные участки впадин представляют собой аккумулятивные равнины. Ближе к периферии в этой области широко распространен мелкорасчлененный рельеф, а ровное дно Левантийской впадины является следствием как четвертичной, так и дочетвертичной аккумуляции. То же самое можно сказать и в отношении Адриатической глубоководной впадины.

Процесс выравнивания дна Восточного бассейна имел сложный характер. По данным непрерывного сейсмопрофилирования выявлены значительные перепады мощностей осадочной толщи в периферийных и центральных впадинах, а также на Восточно-Средиземноморском валу.

Континентальный склон довольно неоднороден по строению во всех бассейнах Средиземного моря (рис. 3). В Центральном и Восточном бассейнах существенно различаются южный и северный склоны. Африканский склон сравнительно простого строения с несложной системой подводных долин и чередованием крутых и пологих участков. Верхняя его часть более крутая, чем нижняя. Вдоль побережья Балкан, Крито-Родосской островной дуги и Тавра склон характеризуется повсеместной высокой крутизной, развитием отдельных возвышенностей, простирающихся в виде дуг, а также сложной расчлененностью.

В Тирренском бассейне сравнительно пологий склон с грядами холмов типичен для северной и южной его областей, где под водой простираются альпиды. Сложного строения склон наблюдается вдоль Сицилии, Калабрии и Апеннинского побережья. Здесь развиты крутые уступы, ступени, многочисленные подводные долины, отдельные возвышенности. Ступенчатость присуща для сардинского склона. На крутых уступах обнажается кристаллический фундамент Сардинии [143].

В Алжиро-Прованском бассейне вдоль Алжирского побережья отмечен блоковый характер строения склона, чередование крутых и относительно пологих участков. Наиболее крутые участки лишены морфологически выраженных подводных долин. Отмель заметной ширины достигает лишь в заливах, а во многих местах она очень узка или ее вовсе нет. У Сардинского побережья отмель широкая, а склон довольно пологий. Корсиканский склон изрезан многочисленными короткими рвами, протяженные долины развиты меньше. Отмель здесь почти не развита. Неоднороден склон вокруг Балеарского архипелага: южный склон пологий со ступенями, уступами и долинами, а восточный и северный — обрывистый, крутой.

Крутой изрезан многочисленными долинами Прованский склон, более пологий и прост по строению Леонский склон.

Как показали геолого-геофизические исследования, отмель и склон сложены погруженными под водой различными материковыми геоструктурами, расчлененными молодыми дифференциальными тектоническими движениями [31, 32, 334].

Напротив авандельт крупных рек (Нила, Роны, Эбро) склон заметно выположен молодыми осадками. Здесь развиты мощные конусы выносов рек, образовавшиеся в основном в плиоцен-плейстоцене. Начало их формирования восходит к мессинию [117, 334]. В мессинии в связи с падением уровня моря более чем на 1000 м, образование конусов выноса терригенных отложений протекало во многих районах континентального склона, главным образом образам нижней его зоне и у подножья [117].

Огромные массы осадочного материала транспортировались вдоль по подводным долинам суспензионными потоками. Мощные серии плиоцен-плейстоценовых турбидитов обнаружены на днищах многих подводных долин всех основных бассейнов Средиземного моря (сводку данных см. [81]).

Наиболее существенным элементом природы Европы в четвертичный период было материковое оледенение (рис. 4). Во время максимального развития его площадь здесь достигала 5,7 млн. км² [73]. На всем же северном полушарии материковые льды занимали 30 млн. км², а совместно с морскими льдами — 50 млн. км². Таким образом, снежно-ледниковая поверхность Евразии представляла собой колоссальный очаг охлаждения Земли. Эта область по размерам в 2–3 раза превышала современную Антарктиду. Температура в центрах последнего оледенения Европы равнялась примерно $-37 - -45^{\circ}\text{C}$, а понижение температуры у края материкового льда было на $5,2^{\circ}$ ниже по сравнению с современной годовой изотермой [94].

Климатическое влияние ледников распространялось чрезвычайно широко. Это выразилось прежде всего в образовании огромной зоны перигляциального климата за границей ледниковых покровов, включая Средиземное море.

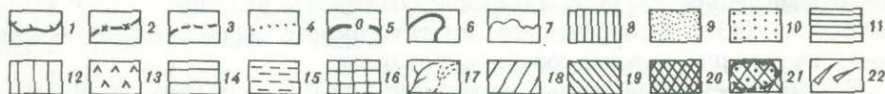
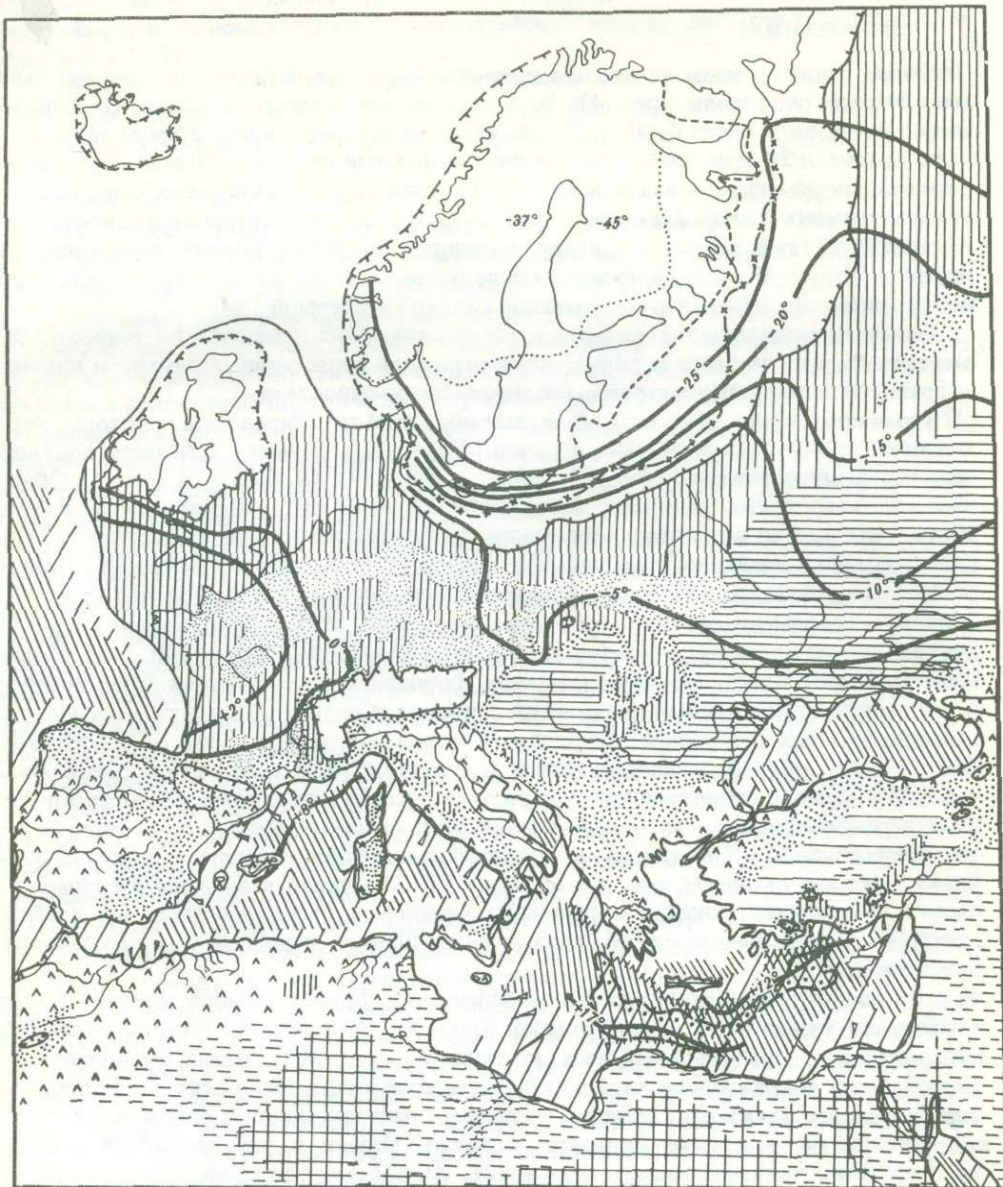
В стадиалы ледниковых эпох обширные области Альп, Пиренеев и некоторые горы Апеннин, Балкан, Тавра, Ливана, Сицилии, Корсики, возможно, и Атласса, покрывались горными ледниками [319, 348, 196, 197, 199, 479, 350, 237, 136] (рис. 4). Общая площадь альпийских ледников составляла 32 тыс. км² (собственно в Альпах 17 тыс. км²), в то время как современными льдами покрыто 4,14 тыс. км² [319]. Снеговая линия снизилась в ледниковые эпохи на 2000 м, выходя на уровень 1200 м. В Центральном Тавре (Турция) современная снеговая граница проходит на высоте 3500 м, а современных ледников — на высоте 2900–3000 м. В последнюю ледниковую эпоху они опускались соответственно до 2800 и 2100–2250 м [196, 445]. Основные особенности четвертичного климата Европейского побережья Средиземного моря выявляются по результатам литологических и палинологических исследований континентальных отложений побережья, изложенных в ряде работ [478, 297, 398, 200, 497, 282, 464]. Как показал анализ этих данных [120, 121] в ледниковые эпохи было два периода существенного похолодания, разделенные длительным промежутком переменного климата, когда чередовались относительные похолодания и потепления (рис. 5). В частности, в Альпах существенное потепление в районе Инсбрука отмечено около 31 тыс. лет назад [277]. В холодные периоды в горных областях развивались тундровые растения, хвойные и березовые леса, а в низменностях — растительность степей, полупустынь. Широко были развиты лёссовые отложения (рис. 4).

В межледниковья, наряду с многочисленными фазами теплого климата имели место фазы относительных похолоданий (рис. 5). На водосборе получили развитие субтропические влаголюбивые леса, которые на отдельных этапах сменялись растительностью современного типа или более ксерофитной. Литологическими индикаторами теплого влажного климата в изученных разрезах явились почвы терра росса, встречаемые на побережье Прованса, Испании, Италии в ресс-вюрмских и более древних межледниковых отложениях [412]. Их образование происходит при среднегодовой температуре $12-15^{\circ}\text{C}$, январской температуре не менее -4°C и влажности выше 500 мм [439]. В современном Средиземноморье они распространены в лесных районах, на равнинах, склонах гор, речных долинах.

Теплый переменный климат характерен для голоцена (рис. 5). В Альпах отчетливое потепление по ¹⁴C установлено 10,9–11,3 тыс. лет назад [277].

На обширном южном побережье Средиземноморья климат в плейстоцене и голоцене менялся как и в европейской зоне. Лишь в некоторых областях ярче выражены фазы влажного климата, получившие название плювиалов. До сих пор продолжается дискуссия, соответствуют ли эти плювиалы ледниковым или межледниковым эпохам Европы, каков их возраст и продолжительность.

Интересной представляется астрономическая теория плювиальных и межплювиальных эпох в Африке [158]. По мнению М. Бернара в изменениях четвертичного климата важнейшую роль играет наклон оси Земли. При максимумах наклона наступают межледниковые эпохи в высоких, плювиальные в низких, аридные в средних субтропических широтах. Минимальным наклонам земной оси соответствуют оледенения в высоких, зимние и даже регулярные циклонические дожди в тропи-



Р и с. 4. Палеогеография Средиземноморской области и прилегающих районов в максимальную стадию похолодания позднего вюрма (по данным, представленным в главе II в Атласе Мира)

Ледники и палеотемпературы: 1 – граница максимального оледенения в позднем вюрме (Калининское, Бранденбургское), 2 – граница второго поздневюрмского оледенения (Осташковское, Померанское), 3 – граница Готигляциала (Лужская стадия), 4 – граница стадии Сальпауселья (около 10–11 тыс. лет назад), 5 – изотермы. **Берега:** 6 – береговая линия в стадию максимального похолодания и оледенения, 7 – современная береговая линия. **Растительность, почвы, реки:** 8 – каменистая тундра, 9 – лессовая тундра, 10 – лесо-тундра, 11 – лессовая степь, 12 – лессовая песо-степь, 13 – смешанные и хвойные леса, 14 – смешанные леса с березой (ее много), 15 – степные районы Африки, 16 – пустынные пески, 17 – речная сеть: а – постоянные реки, б – временные потоки. **Элементы рельефа дна:** 18 – континентальный склон, 19 – глубоководные области впадин, 20 – впадины в зоне Эллинского желоба, 21 – Средиземноморский вал, 22 – некоторые подводные долины

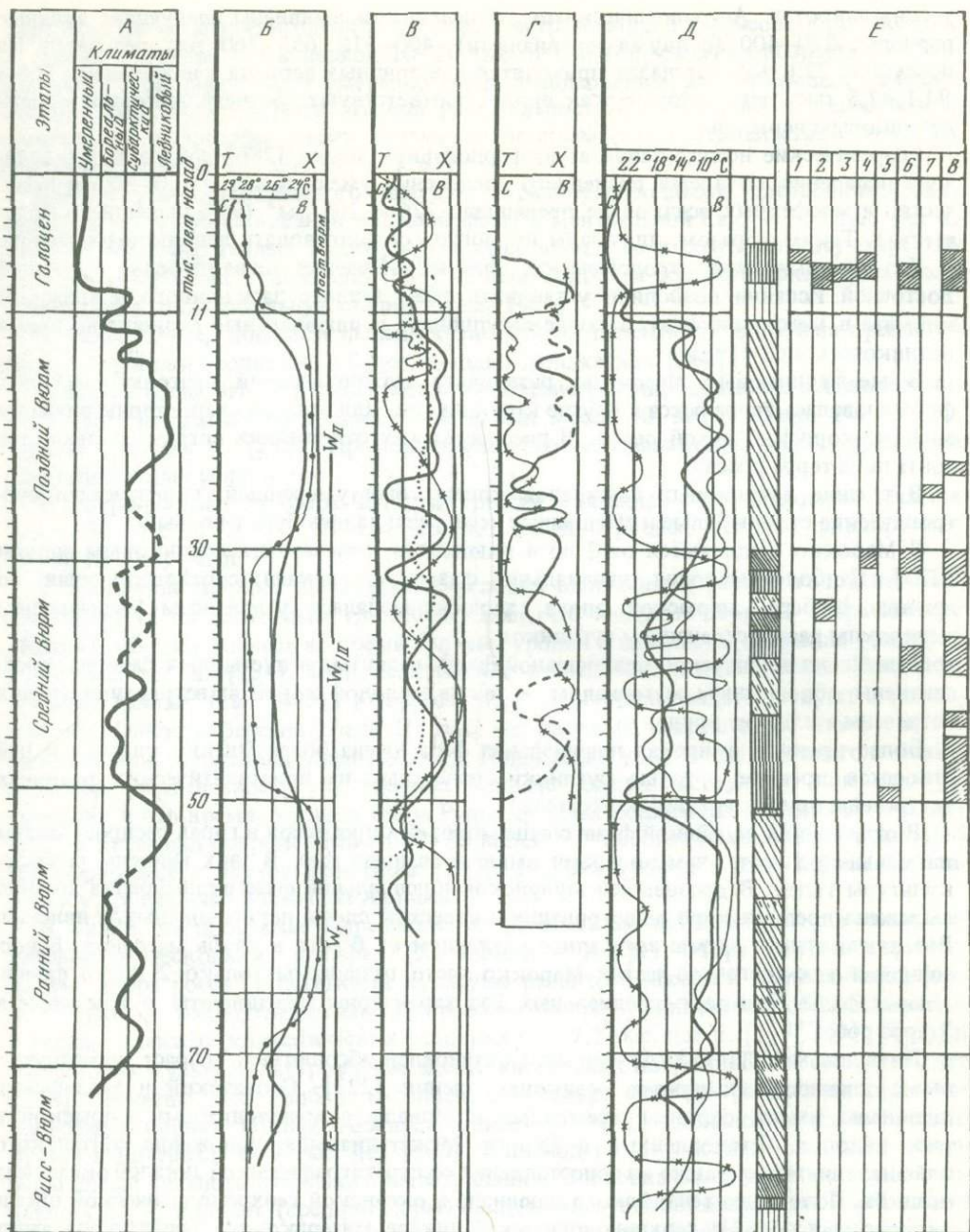


Рис. 5. Изменения климата в Средиземноморской области в позднечетвертичное время [121]

А — в Западной Европе [297]; Б — в экваториальной части Атлантического океана: I — схематическая палеотемпературная кривая по результатам фораминиферного анализа [262], II — абсолютные палеотемпературы поверхностных вод Карибского моря [407, 262]; В — в Алжиро-Прованском бассейне: I — палеотемпературная кривая для северо-западной области [211], II — то же, по результатам изучения гротов юго-восточной Франции [264], III — кривая влажности воздуха для юго-восточной Франции [264]; Д — в Восточном Средиземноморье: I — палеотемпературы поверхностных вод по составу планктонных фораминифер [349], II — абсолютные палеотемпературы [259], III — кривая влажности климата (по результатам изучения морских и континентальных отложений [43, 49], а также данным, приводимым дальше (см. Е).

Геохронология и стратиграфия отложений в интерпретации автора. Разной штриховкой дана примерная характеристика климата: I — субтропический: а — сухой, б — влажный; 2 — суббореальный и бореальный; 3 — умеренный; 4 — умеренный гумидный;

Е — хронология "глювиалов" (периоды субтропического влажного и умеренно-влажного климата) в Средиземноморье (по результатам палинологических, литологических исследований, сопровождающихся радиоуглеродными датировками, континентальных и морских отложений: I — в Греции [304], 2 — Ближний Восток [192, 444], 3 — Киренаика [196, 197], 4 — Центральная Сахара [401], 5 — Марокко [223], 6 — Северо-Западная Африка [235, 135], 7 — Мертвое море [364], 8 — восточная часть Средиземного моря (по автору и [43]) I — во Франции [325]: I — палеотемпературы, II — влажность воздуха. Геохронология по радиоуглеродным датировкам

ческих широтах. Астрономическими вычислениями выявлены следующие аридные периоды: 220–400 (с двумя пльвиалами), 400–510, 655–760 тыс. лет назад. На последние 220 тыс. лет назад приходится два аридных периода с пльвиалами 208,8 94,1, 47,5 тыс. лет, которые, как видно, соответствуют среднеледниковым и межледниковым периодам.

Теоретические исследования атмосферной циркуляции [286] показали, что величина испарения во время последнего оледенения уменьшилась на 20–30% и количество атмосферных осадков не превышало $276 \times 10^{12} \text{ м}^3$ (92% нынешнего количества). Таким образом, пльвиалы не могли соответствовать ледниковым эпохам.

Что же выявляют геологические факты? Изучение четвертичных отложений Восточной Испании позволило установить фазы теплого засушливого и влажного климата в межледниковья, а также засушливые и пльвиальные периоды во время ледниковых эпох [198].

В межледниковые пльвиалы развивался субтропический влаголюбивый лес, формировалась terra rossa и другие красноцветы. Для этих фаз характерны влажные зимы и короткий сухой сезон. В рисс-вюрмских отложениях встречены два горизонта почв terra rossa.

В течение ледниковых пльвиалов климат был умеренный, произрастали субтропические сухолюбивые и смешанные леса, развивались бурые почвы.

В Марокко выделяются от 2 до 4 пльвиалов, отвечающих ледниковым эпохам [223]. Наиболее молодая пльвиальная фаза (солтанская), соответствующая, по мнению Шубера, вюрмской эпохе, характеризовалась умеренным увлажнением и широким распространением суглинков.

Отложения тензифской пльвиальной фазы, развитые в пустынных районах, представлены обломочным материалом, а также молодой корой выветривания (в них встречены ательские орудия).

Более древняя амирская пльвиальная фаза имела более мягкий климат: к ней относятся древние розовые суглинки, известные на приатлантических равнинах (встречены орудия архаического ателя).

В отложениях солейской фазы следы морозных процессов в горах распространены на меньшей высоте, чем во время выше названных фаз. В них найдены реликты культуры галек. В древнейшей мулуйской пльвиальной фазе виллафранка хорошо выражена древняя кора выветривания и известны следы перигляциальных явлений. Все пльвиальные ритмы затухали с удалением от берега в глубь материка. В восточной и юго-восточной частях Марокко часто различимы только 2 или 3 пльвиальные фазы. Для всех пльвиальных фаз характерны красноцветы, в том числе и "terra rossa".

По данным U/Th и K/Ar методам установлен абсолютный возраст упомянутых выше пльвиальных циклов осадконакопления [223]. Солтанский и тензифский пльвиалы имеют сходные временные интервалы с межстадиями вюрмской и рисской эпох, установленных в Европе. Межстадиальное положение солтанского пльвиала вытекает также из сопоставления со стратиграфической шкалой океанских осадков. Положение тензифского пльвиала в океанской геохронологической шкале не совсем ясное. На геохронологической шкале материкового плейстоцена амирский пльвиал располагается в начале "большого" минделя, а солтанский — в середине "теплого" виллафранка.

Таким образом, получается, что пльвиальные условия в Марокко были характерны не всему отрезку ледниковых эпох, а лишь межстадиальным фазам, отличающимся более теплым климатом. С другой стороны, наиболее древний пльвиал "вписывается" в период "теплого" виллафранка.

В Северо-Западной Африке выделяют саурский (вюрм), угартский (рисс) и мазерский (миндаель) пльвиалы (220). Принимается, что саурский цикл осадконакопления совпадает с последним пльвиалом в Сахаре и судя по радиоуглеродным датировкам, начался до 39,9 тыс. лет назад, а закончился 14,5 тыс. лет н. [235]. В его пределах выделены две влажные фазы: одна до 38 тыс. лет н., а другая с 32 тыс. лет н. до 14,5 тыс. лет до наших дней. В промежутке между ними существовала сухая фаза. Первая влажная фаза, таким образом, тяготеет к среднему вюрму, а вторая к заключительной его стадии. Вторая гумидная эпоха в пределах вюрма, соответствующая периоду позже 20 тыс. лет, не получает подтверждения в других районах.

Так, пыльцевые анализы лигнитового слоя, встреченного в террасовых отложениях р. Саура, показали, что в период 10–20 тыс. лет н. (определения возраста по ^{14}C) климат в этом районе был умеренно средиземноморским, а окружающая каменистая пустыня была покрыта степной растительностью, с отдельными деревьями в понижениях и гидрофильными видами по долинам рек. Свидетельства гумидного климата выявлены 7–9 тыс. лет н. [235].

Данные спорово-пыльцевого анализа радиоуглеродными датировками свидетельствуют о существовании влажной фазы в Центральной Сахаре 7–9 тыс. лет н. [401]. Несколько теплых влажных фаз здесь выявлено в результате изучения разреза рисс-вюрмских отложений [401]. Сухая холодная климатическая фаза здесь отмечается в заключительную стадию вюрма [401].

В горах Атакар обильная пыльца древесной растительности встречена предположительно в виллафранкских и более молодых отложениях [203].

К югу от озера Чад выявлены следы ряда трансгрессий, связанные с плювиалами. По радиоуглеродным датировкам они имели место 40–50(?) около 20, 5,4–12, 1,8–3,2 тыс. лет н. [250]. Промежуточные периоды характеризовались аридными климатическими условиями.

К северо-востоку от озера Чад трансгрессия, связанная с плювиалом, отмечается более 30 тыс. и 2,4 – 10–12 тыс. лет назад. Аридные условия фиксируются 10–30 тыс. лет назад.

В Восточной Африке плювиальные условия выявлены в раннем голоцене. Подсчет возраста по ленточным глинам показал, что молодые террасы озера Накуру (Кения), образовавшиеся во время подъема уровня в плювиалы, возникли примерно 5–11 тыс. лет н. [134]. Палинологические исследования, проведенные Кендалом (резюме данных (см. [485]) в террасах озера Виктория, свидетельствуют о сплошной облесенности берегов озера 10 тыс. лет назад (в современную эпоху степень облесенности территории уменьшилась). Повышение уровня озера и влаголюбивый характер растительности, по мнению Кендала, свидетельствуют о плювиальных условиях в это время. Уровень озера Рудольф начал подниматься около 13 тыс. лет назад и превысил современный на 80–85 м 5,3–9,7 тыс. лет назад, когда произошло его соединение с верховьями Нила [238]. Подъем уровня в этот период отмечается и у других озер Восточной Африки.

В Ливии, на побережье Киренаики, по результатам изучения датированных отложений в нескольких пещерах (Хауа-Фтеах и Хагфет-эт-Тера) найден горизонт почвы "terra rossa" с остатками культуры развитого каспия и теплолюбивой фауны. Судя по радиоуглеродным датировкам, возраст этой почвы, образовавшейся в теплых влажных климатических условиях 6,3–7,2 тыс. лет н. [197, 340]. Остатки каспийской культуры, встреченные здесь, показывают возраст по ^{14}C 7–8,4 тыс. лет [203]. Заметим, что вообще каспийская культура широко развита на северном побережье Африки (Ливии, Алжире, Тунисе) [134] и в большом числе мест датируется в интервале 6–9 тыс. лет [203]. В период 10–27 тыс. лет назад здесь выявлены следы сильного морозного выветривания. О плювиальных условиях, существовавших до 30 тыс. лет (средний вюрм) свидетельствует тонкозернистая карбонатная почва с частыми сталагмитовыми конкрециями. Здесь обнаружены следы мустьерской культуры (33,1–43,3 тыс. лет н. по ^{14}C) [203].

В Египте, западнее Асуана, дефляцией выработанные впадины Бир Сахара и Бир Тарфави превращались в озера, судя по радиоуглеродным датировкам раковин моллюсков, в период 30,8–40,7 тыс. и более 44,7 тыс. лет н. [482].

На Ближнем Востоке значительная роль плювиалам отводится в истории Мертвого моря [364]. Предполагается, что в плейстоцене, приблизительно 100 тыс. лет н. прекратился водообмен Мертвого моря с океаном и оно превратилось в Лизанское озеро. От этого в озере сохранилось более 30 береговых линий. По мнению указанных исследователей, максимального уровня озеро достигло 25 тыс. лет н., что и было связано с вюрмским плювиалом. Таким образом, в области Мертвого моря, как и в горах Загорс устанавливается период увлажнения, соответствующий верхам среднего вюрма, а не позднему вюрму.

Палинологическими исследованиями отложений озерных бассейнов Хула и Кинерт в долине р. Иордан выявлено чередование холодных плювиалов, с теплыми плювиалами, отвечающих разным стадиям и межстадиям вюрма [303].

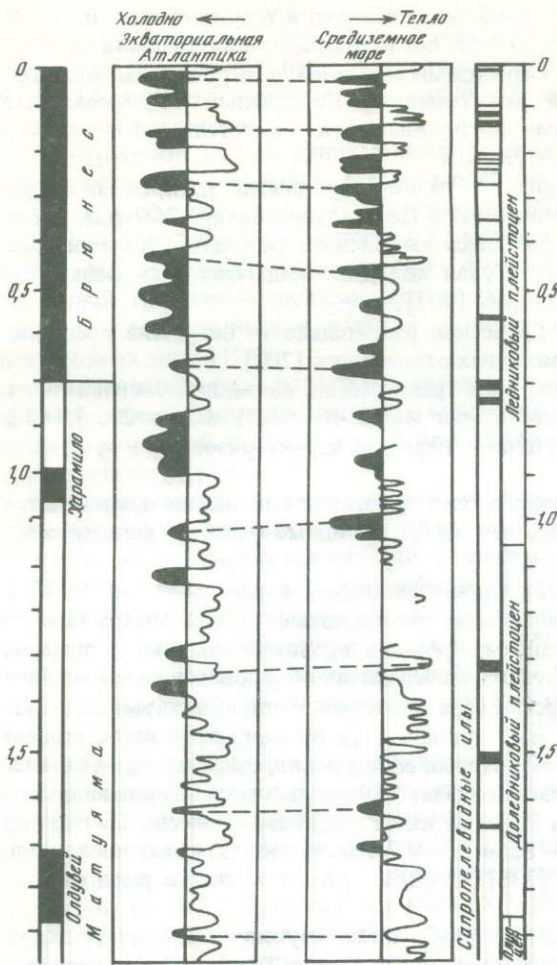


Рис. 6. Палеоклиматическая кривая плейстоцена Средиземного моря (по результатам изучения видового состава планктонных фораминифер в скв. G-132 и G-125 из Терренского и Центрального бассейнов) [228]

В горах Загорс (северный Ирак) в пещере Шанидар, отмечается чередование пыльцы тепло-влажнлюбивой флоры с флорой засушливых областей в отложениях возрастом 33—46 тыс. лет назад [444].

Изложенное приводит нас к заключению, что пювиалы в Восточном Средиземноморье — это геологически кратковременные события продолжительностью в несколько тысяч лет, происходящие на теплые этапы плейстоцена. Последний пювиал был в первой половине голоцена (примерно 6—9 тыс. лет н.), а ряд других отвечают отдельным этапам среднего вюрма, ресс-вюрма и других межледниковий. Периодичное увлажнение обширных областей побережья полностью подтверждается палинологическими исследованиями колонок средиземноморских осадков [43, 409, 411] и кернов глубоководного бурения нис "Гломар Челленджер" [409]. Отдельные слои

нижеголоценовых, средневюрмских, ресс-вюрмских, миндель-рисских и более древних осадков содержат пыльцу тепло- и влажнлюбивой растительности.

Заметим, что пювиалы присущи не только Средиземноморью. На отдельных этапах межледниковий и послеледниковья они выявлены и в перигляциальной зоне Северной Азии [99].

Палинологические и микрофаунистические исследования донных осадков Средиземного моря [43, 113, 159, 409, 410, 411, 386, 462, 225, 230, 185, 228, 229], а также изотопный анализ [470], показали заметные различия палеоклиматических изменений между Западным и Восточным Средиземноморьем. В Восточном Средиземноморье наблюдается почти ритмичное чередование периодов резко засушливого и влажного климата, причем первые, как правило, тяготеют к наиболее холодным этапам ледниковых эпох. В Западном Средиземноморье развиты относительно засушливые периоды, и они менее продолжительны. Характерно чередование теплых и холодных фаз с изменчивой влажностью.

По данным глубоководного бурения [227, 228, 230] наиболее резкие температурные колебания выявлены в течение последнего миллиона лет. Они соответствуют известным классическим подразделениям четвертичного периода Европы: гюнцу, гюнц-минделю, минделю, миндель-рису, рису, ресс-вюрму, вюрму и голоцену. На палеотемпературных кривых находит отражение трехчленное строение ледниковых ярусов (рис. 6). Этот отрезок времени именуется ледниковым плейстоценом.

В доледниковом плейстоцене (1,0—1,6 млн. лет назад) температурные колебания хотя и наблюдаются, но они не столь выразительны, — чередуются фазы умеренно-холодного, умеренного и теплого климата.

Сходная картина выявлена в разрезе Ла Каstellа (Южная Италия, стратотип четвертичных отложений) по результатам палинологических исследований. С начала плейстоцена наблюдается смена умеренно холодного климата на засушливый и умеренно океанический [335]. Фаза холодного засушливого климата, по спорово-пыльцевым спектрам, обнаружена в низке виллафранка на юге Франции (северо-восточнее Лиона) [221].

ПАЛЕОГИДРОЛОГИЯ

Уровень моря и водообмен. Изучение морских террас побережья Средиземного моря давно привело многих исследователей к мысли о неоднократных трансгрессиях и регрессиях этого бассейна в четвертичное время, которые отвечают межледниковым и ледниковым эпохам и связаны с колебаниями уровня океана (сводку данных см. [115]). Подобные исследования в Черном море показали общность характера трансгрессий и регрессий в обоих бассейнах и их одновременность [84, 85, 110, 111].

Однако до сих пор сохраняется много неясностей в отношении геохронологии этих событий, характере и амплитуде колебаний уровня в пределах ледниковых и межледниковых эпох. Лишь частично эти вопросы решены в новейших исследованиях. В недавно опубликованной интересной сводке данных по средиземноморским террасам [181] (табл. 4) получает признание существование двух регрессий в каждой из ледниковых эпох (в начале и конце) и разделяющей их трансгрессии. На более ранних схемах предполагалось существование средневюрмской трансгрессии. Поворот воззрений вызван абсолютными датировками террасовых отложений, о чем речь пойдет ниже.

В результате изучения четвертичных отложений Центральной Италии (область Лацио) установлено шесть эрозионных циклов, возраст которых определен по К/Аг датировкам пепловых прослоев в разрезах континентальных отложений. Эти циклы соответствуют наиболее холодным периодам плейстоцена и по всей видимости, глубоким регрессиям моря. К такому заключению приводит корреляция четвертичных отложений Лацио с разрезом осадков скважины 125 из Тирренского моря [228].

О низком положении уровня (–100 – 120 м) Средиземного моря в последнюю ледниковую эпоху свидетельствуют: 1) сходство вюрмских оленей на Корсике и Сардинии [443], в это время должен был осушиться разделяющий эти острова пролив Бонифаччо, максимальная глубина которого 60 м; 2) находки холодолюбивых прибрежных двухстворчатых моллюсков на краю прованского континентального склона (*Modiolus modiolus*, *Chlamys septemradiata*, *Cyprina islandica* биоценоз *Venus casina* [85, 337], широкое распространение континентальных и пресноводных моллюсков вюрмского возраста на шельфе Адриатического моря (до глубин 80 м) и солонатоводных – на глубинах 80–100 м [453]; прибрежные фаши, датированных по ¹⁴С, верхневюрмских отложений на краю Лионского, Прованского, Лигурийского шельфов (глубины моря свыше 80 м) (см. гл. "Литоология"); 3) резкое снижение соотношений планктонных и бентосных фораминифер в верхневюрмских осадках на краю шельфа и верхней части континентального склона, о чем можно судить по данным, приводимым в ряде зарубежных работ [226, 404]; 4 – переглубленные русла Нила (до – 100 м) [427, 116]; 5) фрагменты древних береговых линий, сохранившихся в виде подводных террас в ряде районов шельфа на глубинах около и выше 100 м [75, 276] (табл. 3); 6) залегание вюрмских морских отложений на 100 м ниже современного уровня в прибрежной равнине Версилиа (Италия) [164]; 7) характер распространения нильских наносов в позднем вюрме в Левантской впадине [121].

В межледниковья уровень Средиземного моря достигал современного положения и в отдельные моменты превышал его на несколько м, как и в океане [338].

Реликтами ряда межледниковых трансгрессий Средиземного моря являются подводные террасы, в отложениях которых встречена теплолюбивая фауна. Образцы из наиболее широко распространенных по побережью Мальорки, Испании, Алжира, Туниса, Италии тирренских террас, содержащих *Strombus bubonius*, показали возраст от 32 до более 200 тыс. лет [451]. Оказалось, что возраст отложений палеотиррена (тиррен I) превышает 200 тыс., тиррена II (монастирия) – 110–140 тыс., тирре-

Т а б л и ц а 3

Положение террасовых уступов на шельфе Средиземного моря (по материалам экспедиций нис "Академик С. Вавилов")

Бассейн	Район моря	Глубина уступа террасы (м)
Восточный	В 8 милях к северу от Александрии	45–68
	К востоку от Порт-Саида	25–35, 45–51
	Напротив устья Нила (рукав Розетта)	10–20, 30–33, 35–37, 40–45, 65–80, 110–120
Адриатический	Северная часть шельфа	44–48, несколько уступов на глубинах 65–70
	Северная часть шельфа	Несколько уступов на глубинах 70–77, 97–104, 147–153
	Центральная область В районе ст. 810	117–146, 176–219 131–173
Алжиро-Прованский	Между островами Мальорка и Менорка	82–86, 90–95, 142–152

на III –75–95 тыс. лет назад. Для тиррена III с побережья Испании (поблизости от Аликанте) получена величина 32 тыс. лет н. Таким образом, выявляются трансгрессии в среднем риссе, рисс-вюрме и среднем вюрме.

Средневюрмская трансгрессия оставила свои следы в лагуне Эль Мелак (Тунис), где обнаружены морские осадки возрастом 30–40 тыс. лет назад (по ^{14}C) [279]. Мергелистые осадки с Cardium, возраст которых по ^{14}C 27,4–27,9 тыс. лет, встречаются на побережье Корсики в бухте д'Урбино на высоте от 3 до 27 м от уровня моря. Морские раковины, взятые на уровне 2 м, с бухты Сен-Флорен, имеют возраст 35 тыс. лет [233].

В ряде районов датированы отложения послеледниковой трансгрессии (верзильской, фландрской). Фландрские отложения на побережье Прованса, судя по радиоуглеродным датировкам, образовались 7,58 тыс. лет н. [190], а в лагуне Эль-Мелак (Тунис) – 6–7 тыс. лет н. [279]. Верхняя часть разреза верзильского трансгрессивного цикла, находящегося выше современного уровня моря, имеет возраст 2,7–5,8 тыс. лет [183].

Исследованиями побережья Италии и Греции выявлено, что 5,0–5,5 тыс. лет назад уровень моря превышал современный на 1 м, а 1,5–3,5 тыс. лет назад был ниже его на 2–3 м [316].

Максимум новочерноморской трансгрессии в Черном море, связанной с фландрской, наступил несколько позже. Отложения новочерноморской террасы южнее Гагр показали возраст 4460 ± 150 лет [18].

Есть основание полагать, что кривые колебаний уровня Средиземного моря в позднечетвертичное время (рис. 7) отражают основные особенности его изменений в ледниковые и межледниковые эпохи всего ледникового плейстоцена.

Водообмен. Средиземное море в течение всего плейстоцена сообщалось с океаном, почему все время здесь развивалась нормальная морская фауна, найденная в многочисленных колонках осадков из всех его бассейнов [462, 386], а также в скважинах глубоководного бурения [227, 228]. Водообмен через Гибралтарский пролив в голоцене, ледниковые и межледниковые эпохи протекал по схеме, сходной с современной. Глубоководным бурением [308, 309] не обнаружено никаких признаков поступления в Средиземное море глубоководных океанических вод или существенного распреснения в плейстоцене. Состав фораминифер соответствует нормальной солёности как глубинных, так и поверхностных вод. Судя по определениям солевого состава иловых вод, отчасти отражающего палеосолёность бассейна, она нередко даже превышала современные величины.

По результатам изучения осадков Альборанского моря и областей к западу от Гибралтара высказывалось мнение, что с возрастанием влажности климата в Средиземноморье в ледниковые эпохи, средиземноморские воды стали менее солёными и менее плотными по сравнению с океанскими и текли в океан поверхностным течением [306].

Рис. 7. Колебания уровня Средиземного моря в позднем плейстоцене и голоцене в сопоставлении с Мировым океаном и Черным морем [121]

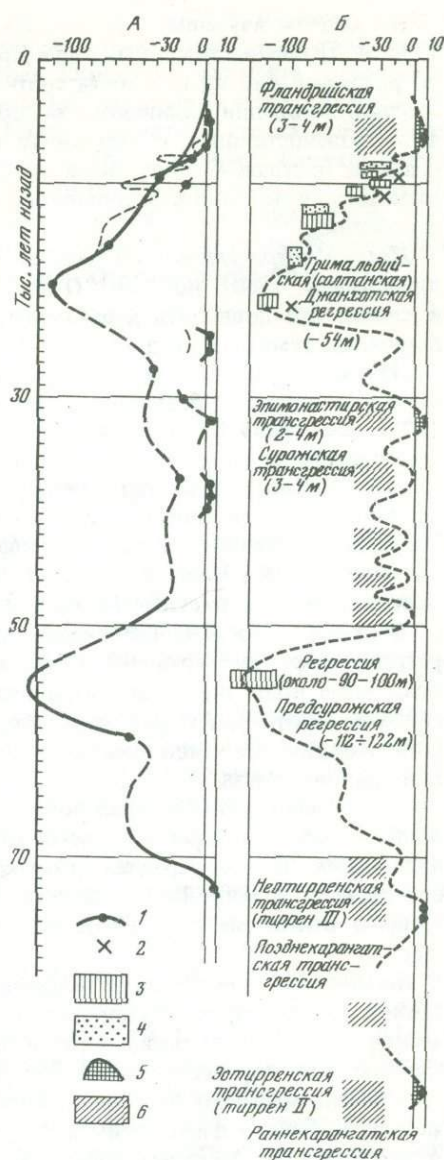
А — изменения уровня океана (по данным [296, 430, 440, 244, 307, 72, 40]); 1 — положение уровня, определенное по датированным отложениям; Б — изменения уровня Средиземного и Черного морей: 2 — положение переуглубленных русел Нила в его низовьях [427], (геохронология предположительная), 3 — положение подводных террас на шельфе (по данным В.П. Гончарова, О.В. Михайлова и К.М. Шимкуса) (возраст предположительный), 4 — глубина залегания морских отложений на прибрежной равнине Версиля [164], 5 — датированные морские осадки в надводных террасах [190, 451], 6 — время образования сапропелевидных илов в восточной части Средиземного моря. При построении кривой использованы также другие данные [85, 110, 111]

Однако утверждение о большей влажности климата ледниковых эпох по сравнению с голоценом и межледниковьями неверно, что с полной очевидностью вытекает из раздела, посвященного палеоклимату. Кроме того, в двух колонках осадков, взятых к западу от Гибралтара, выявлена непрерывная сортировка осадков придонным средиземноморским течением на протяжении голоцена-вюрма (242). Против смены направления течений в Гибралтаре в вюрме свидетельствуют также оценки баланса солености и изотопного состава палеовод [329].

Сложнее осуществлялся водообмен Средиземного моря с Черноморским бассейном. В ледниковые эпохи, по всей вероятности, происходил односторонний сброс черноморских вод в Средиземное, а обособленные бассейны существовали кратковременные периоды, когда углубление мелководных проливов (Босфора и Дарданелл) (минимальные глубины 30–50 м) не успевало за падением уровня. В максимум регрессии уровень вод в обоих бассейнах сравнивался, и в Черном море приближался к отметке –100 м. Свидетельством этого являются прибрежные фации ранневоексинских (верхневюрмских) отложений на краю шельфа Черного моря [123, 497].

Современного типа водообмен с Черным морем, судя по изотопам серы, изученным в датированных разрезах глубоководных черноморских осадках поблизости от Босфора, установился в голоцене 7,5–8 тыс. лет назад [13]. В межледниковья водообмен был сходного характера с голоценом, судя по данным глубоководного бурения [521].

Палеосоленость вод. Нормально-морской комплекс фораминифер, встреченный во всем разрезе плейстоценовых и голоценовых осадков, свидетельствует о близкой к современной солености вод палео-Средиземного моря. К такому выводу приводит и анализ хлорности иловых вод в верхнечетвертичных разрезах осадков [121]. Правда, в низах колонок осадков из Левантийской и Алжиро-Прованской впадин наблюдаются величины существенно выше (41–43%) современных значений солености средиземноморских вод. В Левантийской впадине это связано с метаморфизацией иловых вод в процессе диагенеза осадков, которые здесь характеризуются повышенными содержаниями органического вещества (около 1% C_{org}). На Лигурийской абиссальной равнине Алжиро-Прованского бассейна повышенная соленость иловых вод, очевидно, обусловлена влиянием соляных куполов, широко распространенных в этой области и близко подходящих к поверхности дна.



По данным изучения кернов глубоководного бурения б/с "Гломер Челленджер" [399, 429] соленость иловых вод в Критской и Тирренской впадинах мало меняется по разрезу и близка солености современных вод. Она резко возрастает по разрезу в одной из впадин Эллинского желоба (от 21,5 до 82,5‰ Cl). Отчетливое увеличение солености иловых вод книзу наблюдается также в разрезах плейстоценовых осадков Восточно-Средиземноморского вала и Алжиро-Прованской впадины, что, видимо, обусловлено в основном инфильтрацией солей из мессинских эвапоритовых отложений.

Палеотемпература вод. В ряде образцов стротипа Ла Кастелла, взятых из низов плейстоцена [260] по $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ выявлены палеотемпературы +20–25°C, а выше, в слоях, где появились характерные *Arctica islandica* *Hyalinea balthica* отмечено понижение температуры до +15–16°C.

Изотопные определения палеотемператур по $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ в ряде колонок из Восточного и Западного Средиземноморья [259, 470] и в отложениях надводных террас [329] (см. главу III) показали, что в холодные периоды ледниковых эпох средние многолетние температуры составляли +8–13, а в межледниковья +17–23°C (редко 25–27°C). Таков характер изменений палеотемператур был на протяжении всего ледникового плейстоцена (последний 1 млн. лет). Это подтверждают изотопные определения палеотемператур в скважинах глубоководного бурения [325]. Судя по нашим и зарубежным данным [528] в ледниковые эпохи воды Алжиро-Прованского бассейна были существенно холоднее чем в Восточном (рис. 4).

Аэрация вод. Как следует из ряда работ [386, 462, 45, 46] в большей части разрезов верхнечетвертичных осадков развита бентосная фауна. Это означает, что придонные воды нормально аэрировались и не испытывали недостатка кислорода. Лишь на некоторых горизонтах наблюдается полное или почти полное исчезновение донной фауны, что свидетельствует о дефиците кислорода и сероводородном заражении придонных вод.

В восточной части Средиземного моря признаки сероводородного заражения придонных вод отмечены во время образования прослоев сапропелевидных илов нижнеголоценового, средневюрмских, ресс-вюрмских. В некоторых районах Левантийской, Алжиро-Прованской и Тирренской впадин бентосных фораминифер лишены отдельные слои голоценовых, верхневюрмских и более древних отложений.

Подготовка и постановка осадочного материала. В холодные фазы ледниковых эпох в высокогорных тундровых районах протекало почти исключительно физическое выветривание пород с развитием в основном тундровых почв. На более низких высотах горных областей, где были распространены смешанные и хвойные леса, имело место также и химическое выветривание, хотя преобладающая роль все же сохранялась за физическим выветриванием. В полуравнинных областях Северной Африки физическое выветривание полностью доминировало.

В межледниковья и голоцене интенсивность физического и химического выветривания неоднократно менялась на побережье Западного и Восточного Средиземноморья. На это указывает переслаивание красноцветов (в том числе и "терра росса") с другого типа почвами [223, 70, 439, 348, 196, 197, 198, 412, 311, 251, 291, 310]. Красноцветы и, в частности, "терра росса", обычно формируются в условиях субтропического умеренно влажного климата. Широкое их распространение на отдельных этапах ресс-вюрма, среднего вюрма, голоцена свидетельствует об огромных масштабах глубокого химического выветривания. На других этапах, характеризовавшихся сухим климатом, процессы выветривания на водосборе были сходны с современными.

Основной объем осадочного материала с водосбора поставлялся крупнейшими реками, действующими и сейчас: Нилом, По, Роной, Эбро, Тибром. В холодные периоды ледниковых эпох речная сеть сокращалась в связи с развитием горных ледников и засушливостью климата в Восточном Средиземноморье (рис. 4).

В сухие фазы межледниковий и голоцена площадь водосбора была сходна с современной. Речная сеть существенно расширялась в фазы теплового влажного климата. Многие вадии на северном побережье Африки и в Сахаре в это время превращались в полноводные и постоянные реки, о чем свидетельствуют результаты изучения террас вадии [161, 235, 401].

Золовый материал, судя по данным [180, 398, 197, 116, 223], наиболее активно поставлялся в Средиземное море в раннем вюрме. Причем выносился он не только с африканского побережья, но и с территории Европы, в частности, с бассейнов Роны, По и др. Во время сухих климатических фаз рисс-вюрма и голоцена золотые наносы поступали в основном из Африки. Следует отметить, что на современном этапе объемы материала, поднимаемые в воздух на африканском побережье, иногда достигают огромных величин до 25 км^3 [37]. Если равномерно распределить его по всему Средиземному морю, то получится слой осадков мощностью около 1 см! И это разовое накопление. В связи с возросшей атмосферной активностью подобные пыльные бури должны были быть особенно частыми в ледниковые эпохи.

Глава III

СТРАТИГРАФИЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЯ

СТРАТИГРАФИЯ ПРИБРЕЖНО-МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Основы стратиграфии морских четвертичных осадков Средиземноморья заложены еще в начале XX в. работами Ш. Депере, П. Додерлена, М. Жинью, А. Исселя. По данным литологических и палеонтологических исследований морских отложений распространенных на побережье, ими впервые выделен ряд ярусов плейстоцена, до сих пор сохранивших свое значение, хотя последующими работами внесено немало уточнений.

Значительное число геологов признает шесть ярусов плейстоцена: калабрий, эмилий, сицилий, милаций, тиррен, верзий, однако самостоятельность эмилия и милация часто ставится под сомнение [140]. По представлениям Бонифэ [181], наиболее обоснованным является четырехъярусное деление плейстоцена: калабрий, сицилий, тиррен, верзий (фландрий) (табл. 4). В последнее время Руджиери и Спавиери [484] пришли к заключению, что калабрий в стратотипе соответствует сицилию, выделенному в Палермо, и, таким образом, от выделения калабрийского яруса следует отказаться. Взамен его вводятся два яруса (снизу вверх): сантерний и эмилий.

Калабрий. Впервые выделил М. Жинью [289]. Это конгломераты, песчаники, пески, опесчаненные глины, переслаивающиеся с песчанистыми известняками, которые непосредственно следуют за астием в Южной Италии (см. сводку данных в [140]). Они отличаются появлением холодолюбивых моллюсков, иммигрантов из Северной Атлантики *Arctica* (*Cyprina*) *islandica* и *Hyalinea balthica*. Учитывая согласное налегание калабрия на астий, М. Жинью отнес его к плиоцену. 18 Международный геологический конгресс в Лондоне в 1948 г. рекомендовал отнести калабрий к плейстоцену.

Стратотипом калабрия вначале служил разрез Санта-Мариа ди Катанцаро, а затем — Ла Кастелла в Южной Италии. Последний рекомендован УП Конгрессом INQUA, состоявшемся в Денвере в 1965 г. В нем найдена богатая пелагическая фауна, а также известковый нанопланктон, что позволяет увязать данный разрез с донными отложениями Средиземного моря и океана.

В нижней части калабрийских отложений Катанцаро выявлен постепенный эволюционный переход от *Globorotalia tosaensis* к *Globorotalia truncatulinoides* [145].

Более детальные исследования [149] показали, что *G. truncatulinoides* появляется на 50 выше подошвы калабрия, а *Hyalinea balthica* на 70 м ниже. Имеются указания [144], что дискоастеры здесь исчезают где-то поблизости границы плиоцена-плейстоцена, а для верхнеплиоценовых отложений Катанцаро характерно появление *Gephyrocapsa caribbeanica*.

По данным Рио [405] в разрезах Катанцаро и Ла Кастелла кроме зоны *Gephyrocapsa caribbeanica* (*Coccolithus daronicoides*, *Pseudoemiliana lacunosa*), выделяется зона *Gephyrocapsa oceanica* с *Gephyrocapsa* sp. sp., *G. protohyxleyi*, *G. ericsoni*, *Discolithina japonica* и др. Она приурочена к отложениям, подстилающим горизонт "G-G" Жинью, где встречены характерные для разреза калабрия *Arctica* (*Cyprina*) *islandica* и *Hyalinea* (*Anomalina*) *balthica*. Необходимо отметить

Т а б л и ц а 4

Стратиграфия плейстоценовых морских отложений на побережье Средиземного моря [181]

Ярусы	Подъярус	Колебания уровня моря	Характер морской фауны	Хронология, тыс. лет н.	Стратиграфическая шкала
Версий	Средний Нижний	Современное положение Трансгрессия	Современная Холодолюбивая?	3 25 ?	Поствюрм —
		Макс. регрессии	Холодолюбивая?	25?	
Тиррений	Верхний-неотиррен	Регрессия Трансгрессия частичная Регрессия Трансгрессия-неотиррений Частичная регрессия	Умеренная	32 70	Вюрм
	Средний-эотиррен	II макс. трансгрессии Частичная регрессия I макс. трансгрессии	Теплолюбивая	120 90 160 170	Рисс — вюрм
	Нижний	Трансгрессия	Холодолюбивая?		
		Макс. регрессии	"Обыкновенная"	200?	
Сицилий	Верхний-неосицилий	Регрессия	"Обыкновенная"	350	Рисс
	Средний-милаций	Макс. трансгрессии	Умеренная		
	Нижний-сицилий	Трансгрессия	Холодолюбивая		Миндель-рисс
		Макс. регрессии	Холодолюбивая		Миндель
Калабрий	Верхний-неокалабрий	Регрессия	?	900	
	Средний-эмилиий	Макс. трансгрессии	Умеренная		Гюнц-миндель
	Нижний-калабрий	Трансгрессия	Холодолюбивая	1800	Гюнц

большое количество переотложенных форм нанопланктона (меловых, палеогеновых и неогеновых), в том числе и дискоастров в этой зоне. Выше слоя "G-G" в Ла Кастелла обнаружены *Globorotalia truncatulinoides*.

По данным изотопных исследований [260], температура поверхностных вод моря после накопления слоев с *Arctica islandica* и *Hyalinea balthica* была 15–16°, в то время, как в предшествующий период заметно выше (23–25°).

Международный коллоквиум по границе между неогеном и четвертичной системой, прошедший в СССР в 1972 г., принял решение о проведении этой границы ее под отложениями калабрийской морской трансгрессии и их аналогами, а Международный Геологический Конгресс в Канаде ее утвердил (см. сводку по плиоцен-плейстоценовой границе у К.В. Никифоровой [91]). Таким образом, низами плейстоцена по стратотипу приходится считать слои с *Pseudoemiliana lacunosa* и *Gephyrocapsa caribbeanica* ранее относимые к верхнему плиоцену.

Возраст подошвы калабрия впервые определен по скоростям осадконакопления в Паданской равнине. Получена величина 1,8 млн. лет. [436, 437].

По палеомагнитным данным [358] низы калабрийского разреза имеют возраст

около 1,6 млн. лет и отвечают верхам эпизода Гилса (Олдувея). Сходная величина (около 1,8 млн. лет) получена Уоткинсом с соавторами [475].

В процессе детального изучения калабрийских отложений как в стратотипах, так и в других разрезах, в верхней их части выявлены слои с умеренной фауной, получившие название калабрий II или эмилией [414, 416]. Сначала они рассматривались в качестве самостоятельного яруса, а позднее были отнесены к калабрию [415].

Сицилий. Сводку данных см. [140]. Первоначально выделен Додерлейном [243] на побережье Сицилии, и рассматривался как ярус плиоцена. Отложения сицилия близ Палермо классифицировались как пост-плиоценовые. Жинью [290] считал сицилий самым нижним ярусом четвертичного периода, отмечая, что его фауна отличается более бореальными чертами и содержит меньше вымерших видов. Депере [240] провел корреляцию сицилия с береговыми линиями 90–100 м и счел возможным включить отложения на побережье Италии, Франции и Северной Африки, которых отсутствует характерная фауна. Впоследствии выяснилось, что фаунистические различия между сицилием и калабрием не столь значительны, как отмечал Жинью, и что это привело к ошибочной датировке отложений многих районов [414].

Опорным разрезом сицилия принято считать Фикараци и Фальде ди Монте Пеллетрино, расположенные недалеко от Палермо.

Нерешенным остается вопрос о стратиграфическом положении промежуточных слоев между сицилием и тирреном с фауной, похожей на современную. Они встречаются на северо-восточном побережье и получили название яруса милаций [240] по полуострову Милаццо. К этому ярусу III. Депере отнес отложения береговой линии на высоте 55–60 м. Позже оказалось, что данный разрез не может быть стратотипом из-за тектонического перерыва. Стратотипом был выбран район Кала Сан Антонио [415]. Одни исследователи [435, 414] настаивают на выделении самостоятельного яруса милаций, в то время как другие склонны отнести эти отложения либо к сицилию, либо к тиррену [182, 179].

Тиррен (сводку данных см. [140]). Название впервые введено А.Иссель для обозначения слоев, содержащих теплолюбивый комплекс моллюсков со стромбусами. Эти слои выявлены М. Жинью [290].

III. Депере считал, что отложения со стромбусами накопились во время двух последовательных трансгрессий, оставивших береговые линии на высоте 28–30 и 18–20 м. Допуская идентичность фауны, он тем не менее присвоил им названия, соответственно тиррен и монастырий (по городу Монастирий в Тунисе), возведя их в ранг ярусов. Монастирий впоследствии был подразделен на три подъяруса: главный и поздний монастырий и эпимонастирий, связанные соответственно с береговыми линиями 18–20, 7–8 и 4–5 м.

Большинство геологов считают, что отложения со стромбусами должны относиться к тирренскому ярусу, подразделяясь, по необходимости на подъярусы. Некоторые [206] придерживаются мнения, что тиррен в первоначальном определении не подразделим. Имелись попытки расширить тиррен за счет включения в его состав милация [182] в качестве палеотерринского подъяруса. Правда, затем последовал отказ от данной идеи и милаций, как об этом было сказано выше, причленили к сицилии.

Согласно новейшим взглядам Е. Бонифе [181] (табл. 4) тиррен разделяется на два подъяруса: зотиррен с полнопредставленной и широко распространенной теплолюбивой фауной со стромбусами и неотиррен, где стромбусы присутствуют, но в большинстве районов уже в незначительном количестве. Примерно такого подразделения придерживается и М. Жигу [292], хотя подъярусы называет иначе – палеотирреном и главным тирреном.

Следует отметить, что стратотип тиррена в целом пока не обнаружен, имеется лишь для монастырия.

Судя по абсолютным датировкам, полученным по $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ в разрезах Мальорки, Италии, Алжира, Туниса, Испании, возраст отложений палеотиррена (тиррен I) превышает 200 тыс. лет, тиррена 2 (монастирия) колеблется от 110 до 140 тыс. лет, а тиррена III – от 75 до 95 тыс. лет. Для тиррена III с побережья Испании (поблизости от Аликанте) получена величина в 32 тыс. лет [451]. Таким образом, если верить датировкам, тиррен включает отложения широкого возрастного диапазона,

Т а б л и ц а 5

Стратиграфия плейстоценовых отложений Лацио (в окрестностях Рима), [139, 140]

Палеомагнитная шкала	Морские ярусы, отложения (слои)	Фазы эрозии	Континентальные отложения	Возраст, млн. лет	Возрастные корреляции	
Брюнес	III слой со <i>Strombus</i>	Эрозия	Понтий	0,058	Вюрм I	
				0,090		
	II слой со <i>Strombus</i>	Эрозия	Маспий	0,127		
				0,177–0,200		
	I слой со <i>Strombus</i>	Остий			0,230	Рисс II
	Ярус без названия	Номентана	Рианий	0,280		
	Тарквиний		Фламиний	Париолий	0,430	Рисс I
0,700					Миндель	
Матуяма: хжара милло	Портуенца		Галерий			
	Калабрий (слои с <i>Terebratula ampula</i>)	Кассий			Гюнц (?)	
Олдувей	Калабрий (слои с <i>Arctica islandica</i>)		Верхний виллафранк	1,9		
	Калабрий (слои с <i>Dentalium</i>)					
Гаусс		Акватраверса	Средний (?) виллафранк	2,5 3,4	Дунай I (?)	

по всей видимости, отвечающие среднему риссу, рисс-вюрму, среднему вюрму. Однако к полученным величинам следует относиться с большой осторожностью. Как показали специальные исследования, возраст разных слоев, например одной и той же раковины *Glycymeris* и других, различается в 3–4 раза [175].

Верзилий. Термин применялся А. Бланком для характеристики отложений, накопившихся вслед за последней максимальной регрессией моря на прибрежной равнине Босса Верзилия. Разрез этот наиболее полно изучен в скважине у Виареджо, сложен как морскими, так и аллювиальными отложениями. Его подошва залегает на 95 м ниже современного уровня моря.

На Средиземноморском побережье лишь в единичных местах выявлено большинство из перечисленных ярусов. Чаще всего встречаются разрозненные части разреза плейстоценовых отложений, расположенные на различных высотах.

Последовательный разрез посткалабрийских морских отложений выявлен близ Рима в области Лацио. Он представлен семью морскими сериями, переслаивающимися с континентальными. Их возраст установлен по многочисленным датировкам вулканогенных прослоев К-Аг и трековым методами (табл. 5).

ОБЩАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА И ГЕОХРОНОЛОГИЯ ГЛУБОКОВОДНЫХ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Изучение кернов скважин, пробуренных в 13 рейсе нис "Гломар Челленджер", показало, что, как и в океанских разрезах, плиоцен–плейстоценовая граница в осадках глубоководных впадин Средиземного моря маркируется появлением *Globorotalia truncatulinoides* и исчезновением дискоастров [227]. Возраст подошвы плейстоценовых осадков по палеомагнитным данным оценивается около 1,8-млн. лет [421, 420].

Скважины G-132 и G-125, соответственно с Тирренской впадины и западной области Восточно-Средиземноморского вала, выявили непрерывный стратиграфи-

ческий разрез четвертичных отложений. По составу кокколитофорид он разделен на три биозоны [458]:

- Emiliana huxleyi* (0—0,58 млн. лет);
- Geophycosapsa oceanica* (0,58—1,03 млн. лет);
- Pseudoemiliana lacunosa* (1,03—1,85 млн. лет).

Д. Бакри вместо биозоны *Pseudoemiliana lacunosa* выделяет существенно меньшего объема биозону *Coccolithus doronicoides*, причем, с двумя подзонами (сверху вниз): *Geophycosapsa caribbeanica* и *Emiliana annula* [194].

В скважинах, пробуренных в периферийной зоне Средиземноморской впадины (скв. G-122, -123, -133, -134, -371), из четвертичного разреза выпадают отложения биозоны *Pseudoemiliana lacunosa*, а осадки биозоны *Geophycosapsa oceanica* перекрывают разновозрастные образования (плиоценовые, миоценовые и более древние). Перерыв в осадконакоплении составляют 0,5—1 млн. лет, а в некоторых местах (скв. G-133, G-129) — до 4 млн. лет и более. Прислонение разных частей плейстоценового разреза к более древним отложениям хорошо видно на сейсмопрофилях, пересекающих континентальный склон или отдельные поднятия [308].

Стратиграфически наиболее полные разрез четвертичных осадков отмечены на абиссальных равнинах глубоководных впадин и прилегающих областях (скв. G-372, G-374, G-378, G-132, G-125).

Более подробно четвертичные глубоководные осадки расчленяются на климато-стратиграфические подразделения. Хотя на практике климато-стратиграфия используется давно, однако долгое время не получала всеобщего признания. Четкое его обоснование дается в работе Е.В. Шанцера [119]. Детальные исследования состава планктонных фораминифер в скв. G-132 и G-125 [227, 228] позволили разделить плейстоценовый разрез на два крупных раздела (верхний и нижний), получившие названия ледниковый и доледниковый плейстоцен (рис. 6). В разрезе, отвечающем доледниковому плейстоцену, по соотношению тепло- и холодноводных фораминифер выявлены небольшие колебания палеотемператур, указывающие на теплый умеренный климат с периодами относительных похолоданий, два из которых приурочены к интервалу времени от 1,6 до 1,7 млн. лет (время появления *Arctica islandica* в стратотипе калабрия).

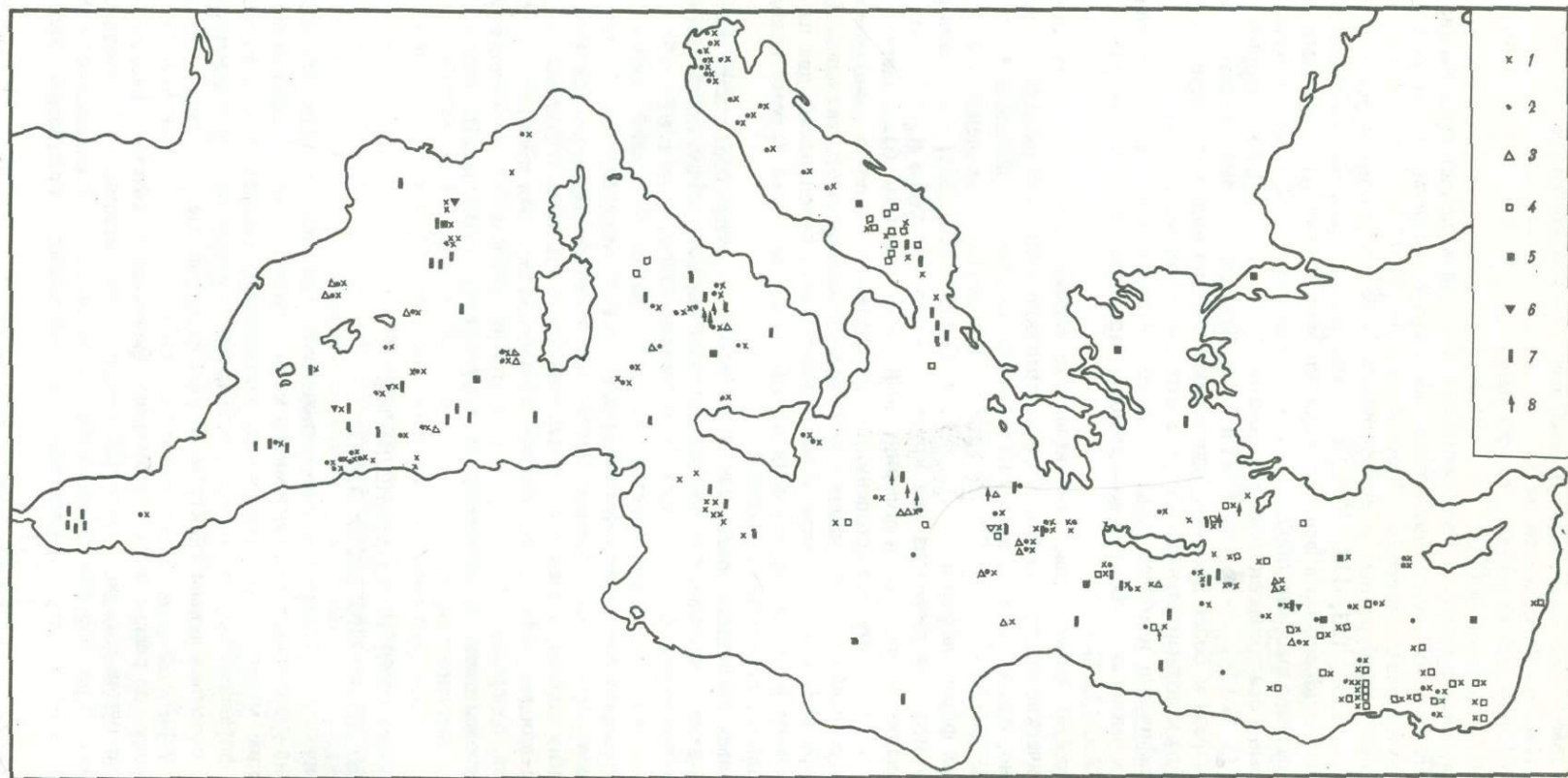
Ледниковый плейстоцен расчленяется на восемь ярусов, соответствующих основным подразделениям альпийской четвертичной шкалы: гюнцу, гюнцу—минделю, минделю, минделю-рису, рису, ресс-вюрму, вюрму, голоцену (рис. 6).

Как это можно судить по характеру палеотемпературной кривой, полученной в скв. G-132, ледниковые ярусы имеют трехчленное строение. В их составе три подъяруса (горизонта), отвечающие начальному и заключительному похолоданиям и разделяющему их периоду более теплого переменчивого климата. В Восточном Средиземноморье для межледниковых отложений характерны серии прослоев сапропелевидных илов, содержания C_{org} в которых от 1 до 10% и более. В Тирренской впадине встречаются лишь единичные прослои илов, слабо обогащенные органическим веществом.

СТРАТИГРАФИЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЯ ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОСАДКОВ

Стратиграфическое расчленение многочисленных трубчатых колонок осадков, собранных из разных частей Средиземного моря, осуществлено в основном биостратиграфическим методом по характерным изменениям комплексов планктонных и бентосных фораминифер, птеропод, двустворчатых моллюсков, кокколитофорид, а также спорово-пыльцевым спектрам. В ряде разрезов сделаны радиоуглеродные датировки (рис. 8).

К сожалению, не всегда ценные результаты фаунистического и палинологического анализа получали четкую стратиграфическую интерпретацию и геохронологическую привязку. В первую очередь это касается доголоценовых отложений, поэтому имеющиеся данные требуют критического рассмотрения. Такая работа автором частично осуществлена ранее [120, 121]



Р и с. 8. Стратиграфические исследования колонок четвертичных осадков Средиземного моря

Биостратиграфическое изучение: 1, 2 – видовой состав фораминифер: 1 – планктонных, 2 – бентосных; 3 – кокколитофорид; 4 – макрофау-

ны, 5 – палинологические исследования; 6 – измерения $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ и определения палотемператур; 7 – определения возраста осадков по ^{14}C , 8 – определения возраста палеомагнитным методом. Номера станций на рис. 1

Планктонные фораминиферы

Видовой состав планктонных фораминифер изучен более чем в 119 колонках глубоководных осадков, взятых со всех бассейнов Средиземного моря (рис. 8). Основы биостратиграфии заложены исследованиями Ф. Паркер, изучившей 15 длинных колонок осадков (от 6 до 11,5 м), собранных нис "Альбатрос", по трансширотному разрезу, пересекающему Восточный и Центральный бассейны (см. ст. А-178-200 на рис. 8) [386]. Как следует из рис. 9, разрезы расчленены на следующие стратиграфические горизонты (сверху вниз).

I. Голоценовый, мощностью до нескольких десятков см. В нем преобладают тепловодные фораминиферы: *Globigerinella aequilateralis*, *Globigerinoides rubra*, *G. sacculifer*, *Hastigerina pelagica* с максимумом содержаний в середине горизонта.

II. Вюрм II и III, мощностью до нескольких метров, отвечающий заключительной стадии вюрмской ледниковой эпохи. Он характеризуется полным преобладанием холодноводных фораминифер: *Globigerina pachyderma*, *Globorotalia scitula*.

III. Вюрм I/II, мощностью тоже до нескольких метров, и отвечающий межстадиалу вюрма. Здесь низкие содержания холодноводных фораминифер и постоянно присутствуют тепловодные. В ряде прослоев они резко преобладают. Кроме того, повышены количества умеренных видов: *Globigerina eggeri*, *G. inflata*, *Globorotalia truncatulinoides* с влево закрученными раковинами.

IV. Вюрм I, мощностью до нескольких метров, отвечающий начальной стадии вюрма. Состав фораминифер такой же, как и на горизонте вюрм II/III.

V. Рисс-вюрм. Для него, как и вюрма I/II, характерно постоянное присутствие тепловодных и умеренных фораминифер. Содержание холодноводных видов здесь чаще мало. Наблюдаются чередования прослоев с весьма высокими и средними содержаниями тепловодных фораминифер (как в голоценовом горизонте).

В последующее время Э. Олауссон [378], осуществивший литологическое изучение колонок нис "Альбатрос", предложил иную стратиграфическую интерпретацию. По его мнению вюрм II и III, выделенные Ф. Паркер, соответствуют вюрму, а вюрм I/II — рисс-вюрму и т.д. Границы этих горизонтов Э. Олауссон предлагает тоже несколько другие.

В наиболее полных разрезах им выделены послеледниковый, вюрмский, рисс-вюрмский, рисский (рисс II), дорисский (дорисс II?) горизонты. Однако, воззрения Э. Олауссона не получают подтверждения радиоуглеродными датировками. Так, в горизонте $W_{I/II}$, принимаемом Э. Олауссоном за рисс-вюрм, получены датировки от 32 до 40 тыс. лет и более [413, 381]. Кстати, они приведены в самой работе Э. Олауссона, но не приняты во внимание при интерпретации данных.

Несомненную ценность имеет литологическая часть работы Э. Олауссона. Им впервые в разрезах средиземноморских осадков выявлены прослой сапропелевидных илов. В сопоставлении с результатами фораминифероанализа отчетливо видно тяготение этих прослоев к теплым этапам осадконакопления. Один из них приурочен к низам голоценового горизонта. Возраст его по ^{14}C в колонке А-194 — 8,3 тыс. лет. Серии прослоев (два, три, редко больше) приурочены к $W_{I/II}$, R-W и др. горизонтам в интерпретации Ф. Паркер (рис. 10).

В полном согласии со схемой Ф. Паркер расчленена колонка V-67, взятая нис "Вима" (США) [471]. В ней кроме видовой состава планктонных фораминифер изучены птероподы, определены содержания изотопов кислорода и сделано 7 радиоуглеродных датировок. По этим данным выделены отложения послеледниковья, позднего вюрма (12-30 тыс. лет н.); среднего и раннего вюрма. В среднем вюрме встречены два прослоя сапропелевидных илов возрастом 29 и 35 тыс. лет. В колонке намечается ряд мелких фаунистических горизонтов, соответствующих относительным потеплениям и похолоданиям вюрма. Такие же горизонты выделены в колонках осадков, собранных нис "Жан Шарко" (Франция) с Эллингского желоба (ст. JC-2, JC-3, JC-4, JC-45) и Критской впадины (JC-67) [388, 170].

Схему Ф. Паркер подтверждают также результаты фораминифероанализа четырех колонок, собранных с Восточно-Средиземноморского вала на нис "Академик С. Вавилов" (ст. Va-1328, -400, -1319, -1419) и с северной части Алжира-

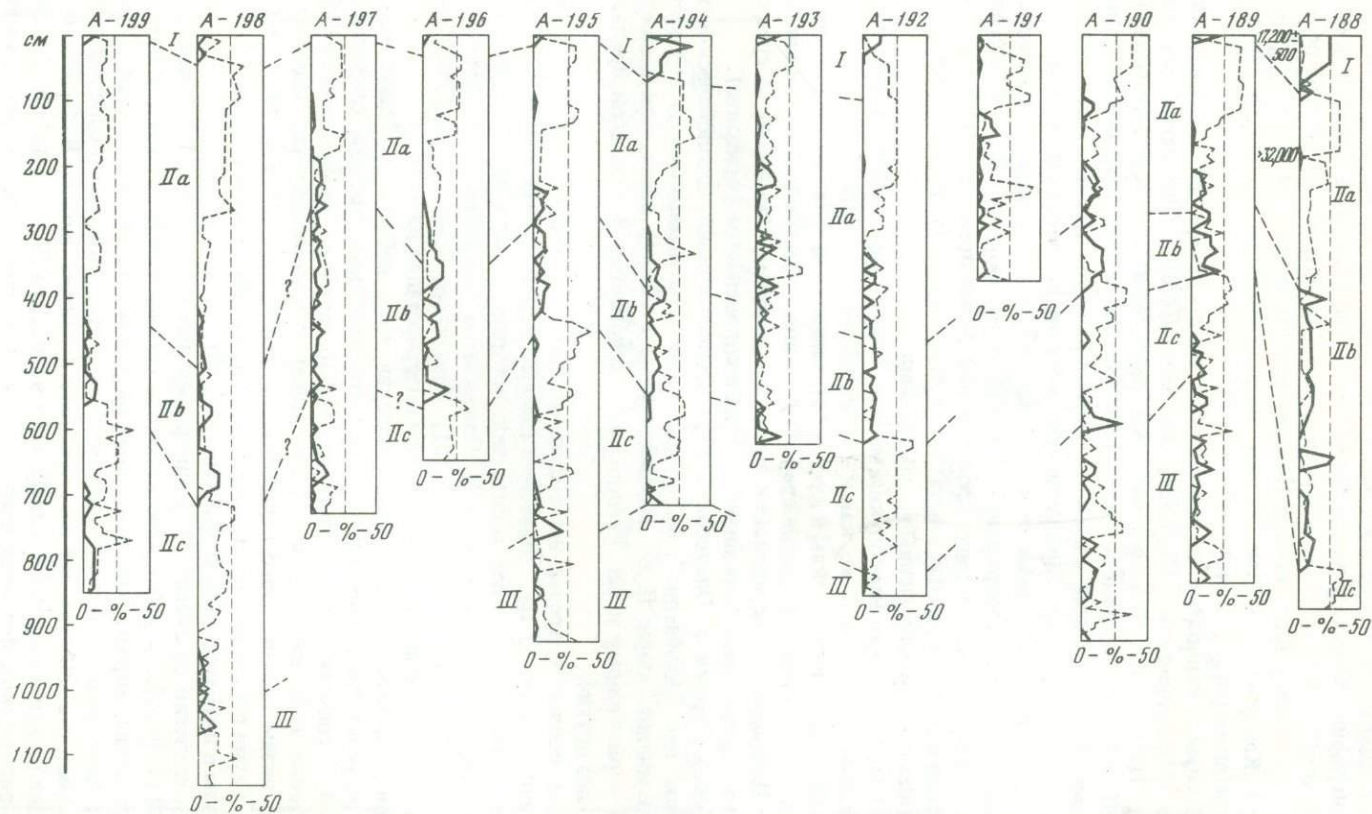
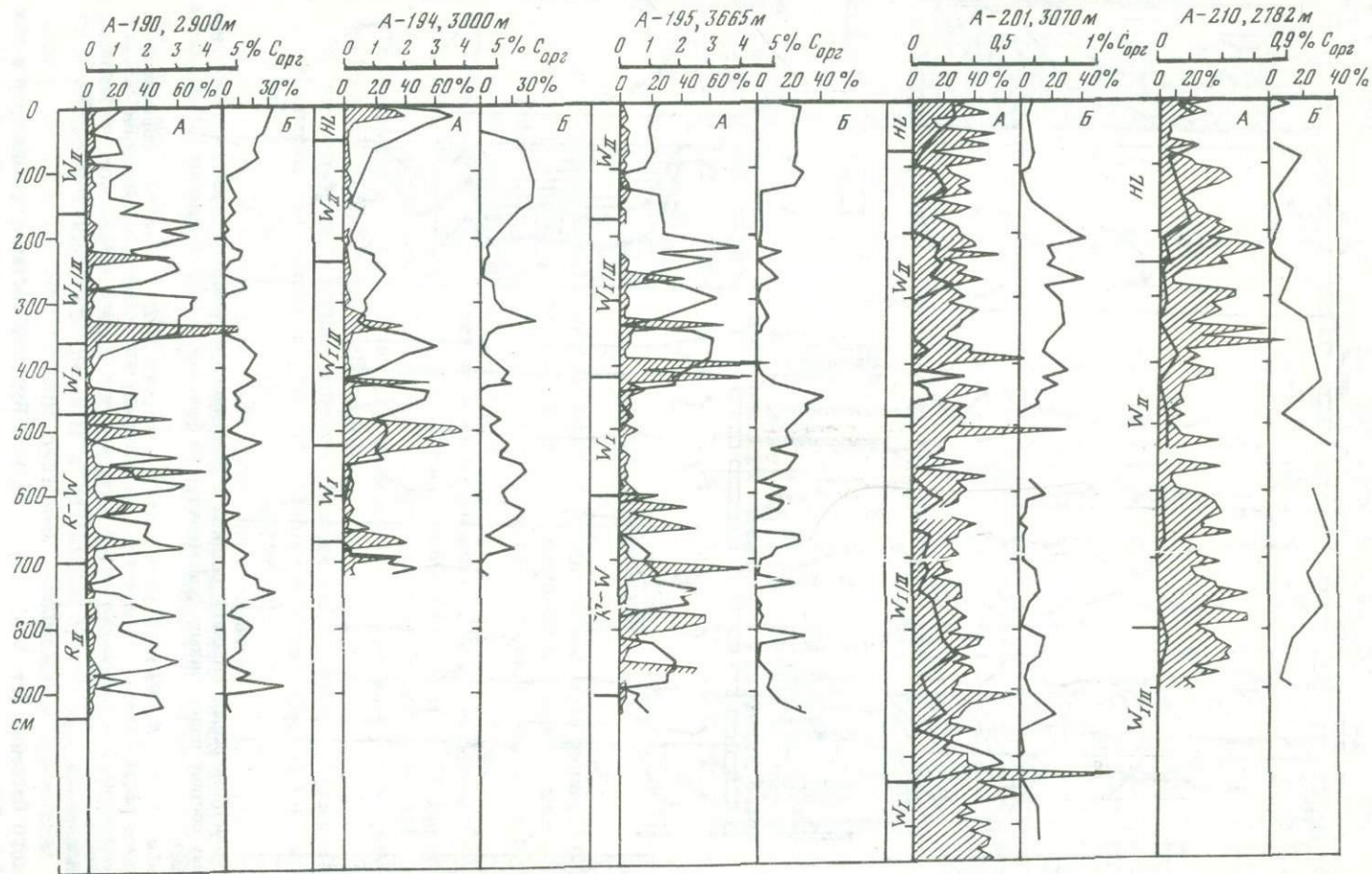


Рис. 9. Стратиграфическое расчленение верхнечетвертичных осадков восточной части Средиземного моря по данным фораминиферного анализа [386]

Палеотемпературные кривые и их стратиграфическая интер-

претация: I — голоцен; IIa — вюрм II и III; IIb — межстадиал; IIc — вюрм I; III — ресс-вюрм. Цифры показывают абсолютный возраст до наших дней (по ^{14}C) [413]. Сплошная кривая — холододобивые планктонные фораминиферы



Р и с. 10. Стратиграфическое положение прослоев сапропелевидных илов

Распределение планктонных фораминифер (по [386]): А — те-

пловодных; Б — холодноводных. Заштрихованная зона — содержащая $C_{орг}$ (по [377]). Стратиграфическое расчленение по К.М. Шимкусу

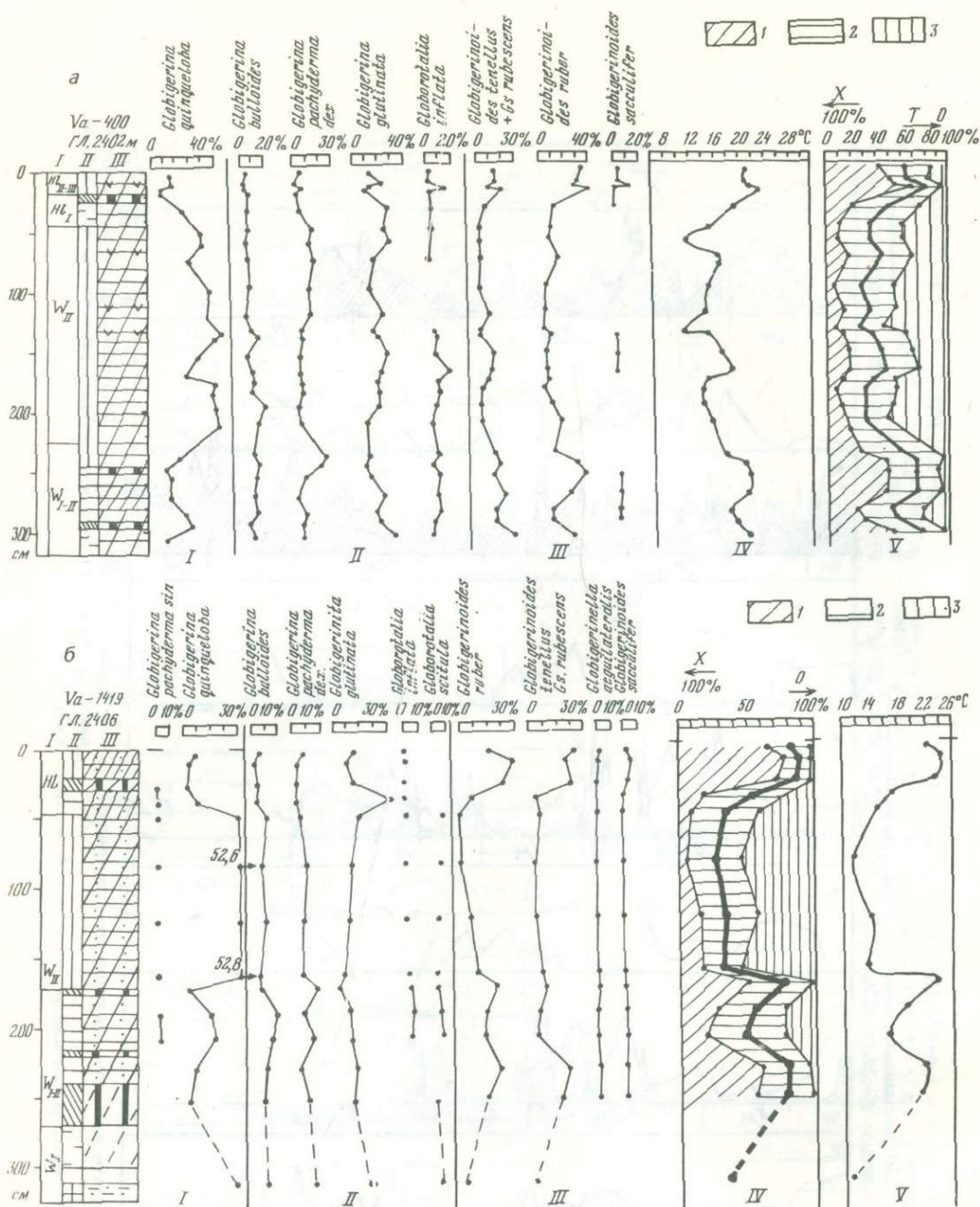
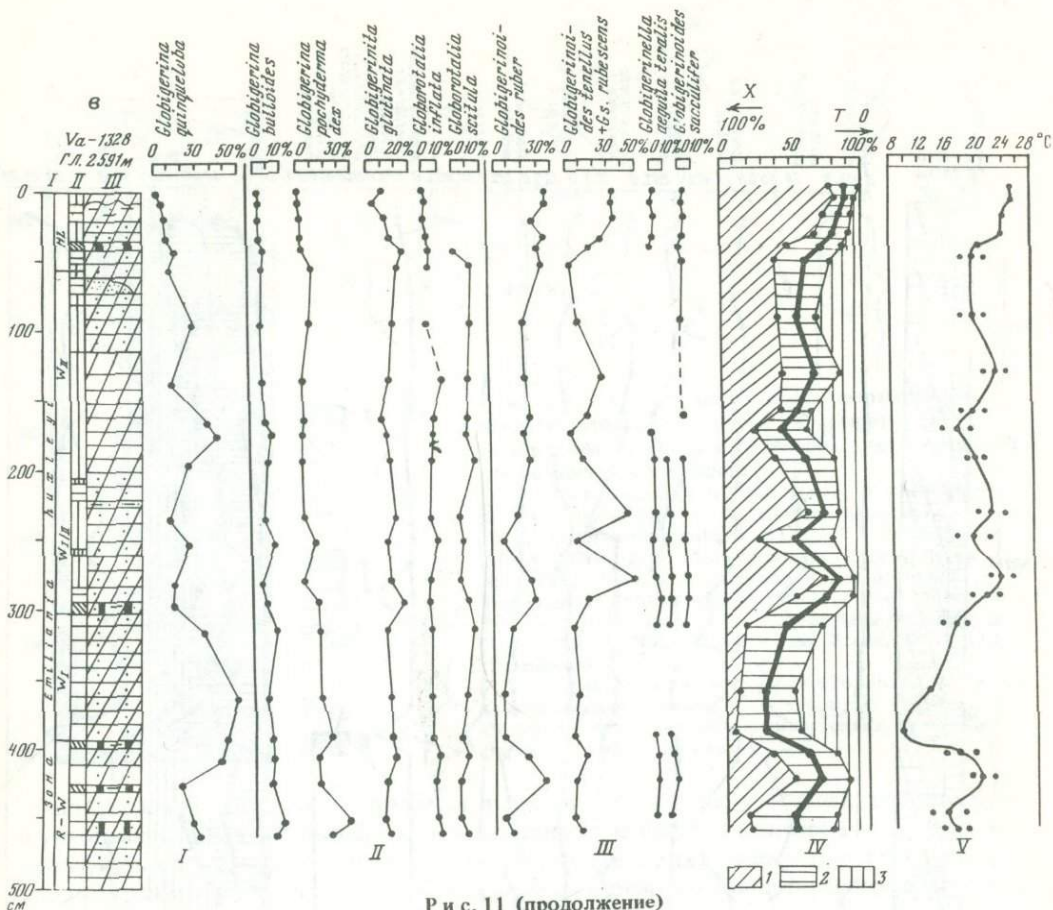


Рис. 11. Биостратиграфия колонок осадков с Восточного и Алжиро-Прованского бассейнов по видовому составу планктонных фораминифер во фракции $> 0,1$ мм (данные К.М. Шимкуса и Н.С. Блюм)

Станции: а - Va-400, б - Va-1419, в - Va-1328, г - Va-1443. I-III - группы фораминифер: I - холодноводная, II - промежуточная, III - тепловодная; IV - палеоклиматическая кривая; I - холодноводные, 2 - промежуточные, 3 - тепловодные фораминиферы; V - палеотемпературные кривые: T - тепло, X - холодно. Жирная линия - палеоклиматическая кривая; VI - численность фораминифер

Прованского бассейна (ст. Va-1443) (рис. 11). Видовой состав фораминифер в них изучен Н.С. Блюм, а стратиграфическая интерпретация данных осуществлена совместно с автором настоящей работы.

Во фракции $> 0,1$ мм выделены тепло- и холодноводная, а также промежуточная группа фораминифер. В качестве их эталонов взяты современные комплексы Атлантического океана [4]. В процессе анализа выяснилось, что *Globorotalia inflata* в Средиземном море относится к промежуточной группе, в то время как в Атлантическом океане - это типично тепловодный вид.



Р и с. 11 (продолжение)

Характерным холодноводным видом в Средиземном море является *Globigerina pachyderma* sin. В состав холодноводного комплекса входят также *Globigerina quinqueloba*, *Globigerinita uvula*, испытывающие сходного знака количественные колебания с *Globigerina pachyderma* sin.

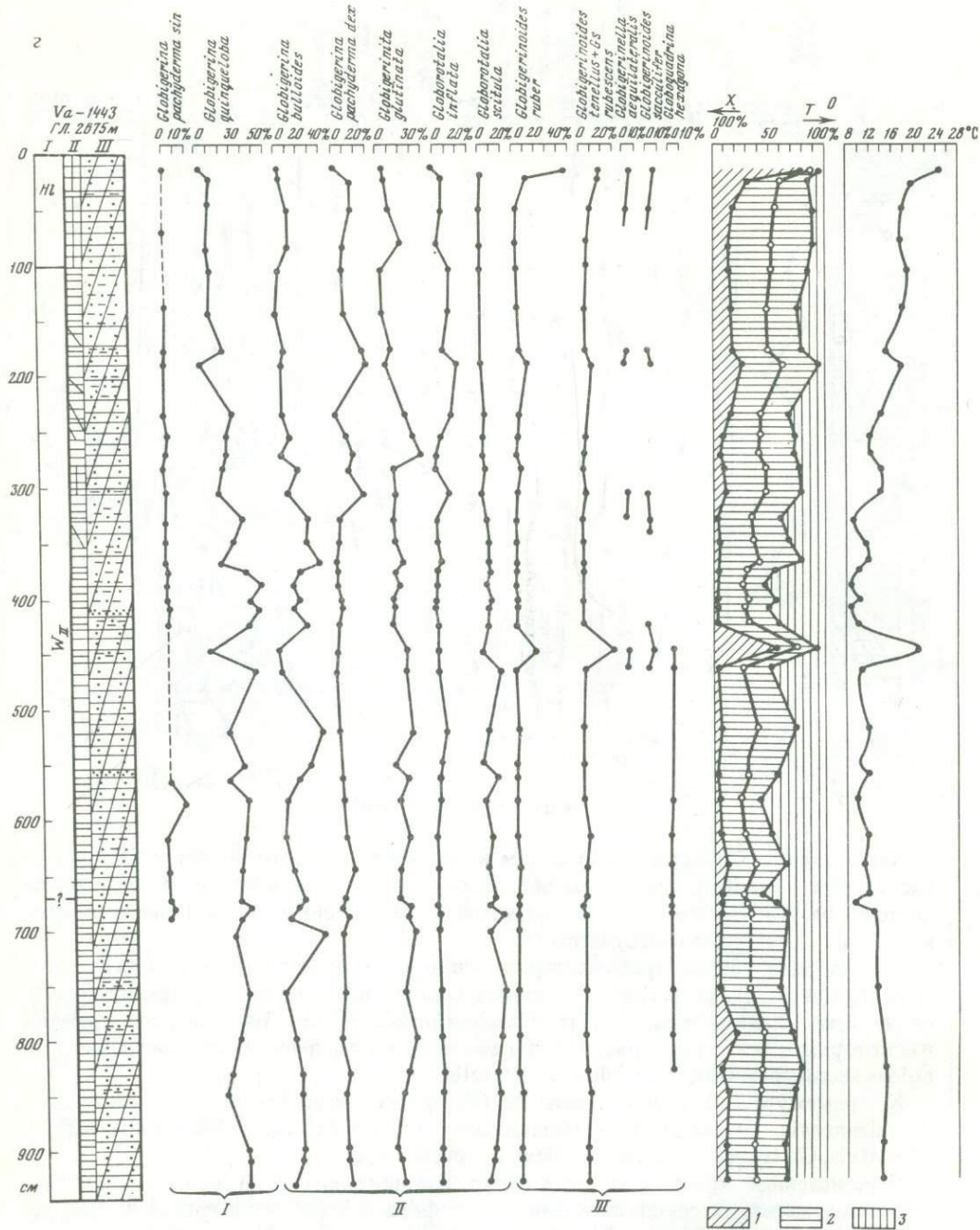
Тепловодная группа представлена в основном *Globigerinoides ruber*, а также *Gs. conglobatus*, *Gs. sacculifer*, *Gs. tenellus*, *Globigerina rubescens*, *G. digitata*, *Orbulina universa*, *Globoquadrina dutertrei*, *Globigerinella aequilateralis*, *Hastigerina pelagica* и некоторые другие виды (рис. 11). На максимум потепления указывают *Globigerinoides sacculifer* и *Globigerinella aequilateralis*.

К промежуточной группе отнесены *Globigerina bulloides*, *G. pachyderma dex*, *G. falconensis*, *Globigerinita glutinata*, *Globigerinita humilis*, *Globorotalia inflata*, *Gl. scitula*, *Gl. truncatulinoidea* sin. dex. и другие виды.

Перечисленные комплексы, как видно, принципиально сходны с тепло-, холодноводной и умеренной группами планктонных фораминифер, выделенных Ф. Паркер.

Палеотемпературы рассчитаны по типам танатоценозов планктонных фораминифер по методике М.С. Бараша [3]. Следует заметить, что в изученных разрезах средиземноморских осадков, в отличие от Атлантики, танатоценозы весьма контрастные — доминируют либо тропические, либо бореальные виды, достигающие 95%. Субтропические виды развиты в отдельных прослоях, а их численность не превышает 25%. По этой причине оказалось невозможным применение таблицы палеотемператур для Атлантического океана.

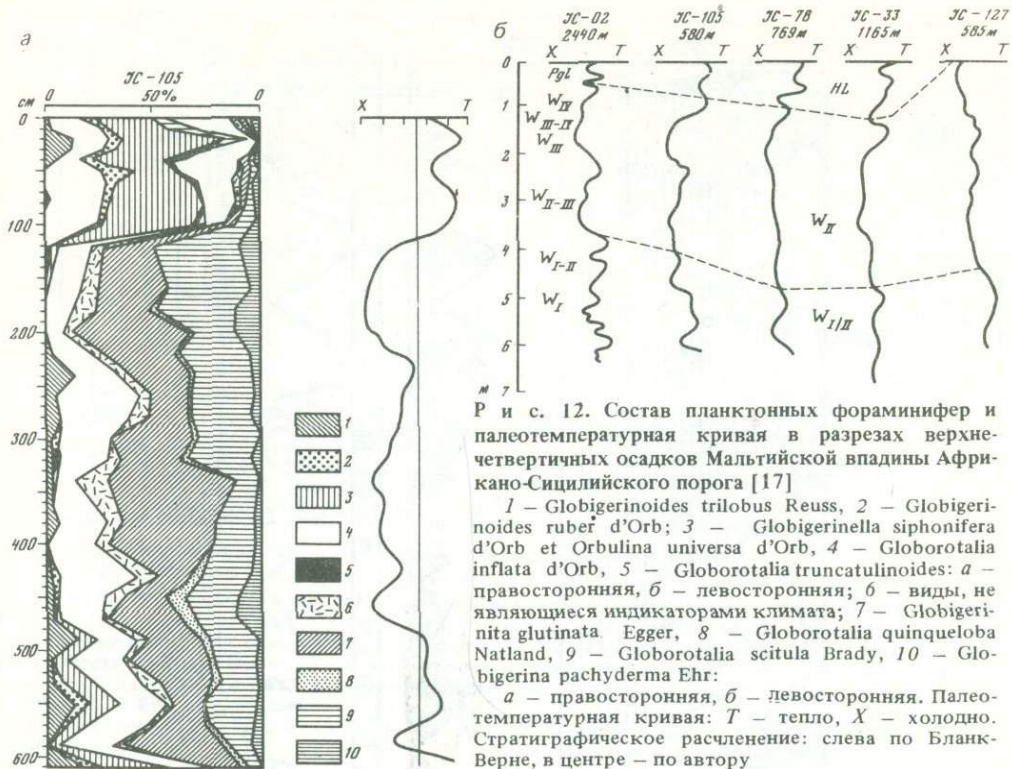
Палеотемпературная кривая построена по следующей методике. По встреченным в разрезах бореальным и тропическим видам получены условные величины зимних и летних температур, а затем как среднее арифметическое выведена среднегодовая палеотемпература. Расчетные величины палеотемператур для поверхностного слоя осадков показали хорошее совпадение с измеренными среднегодовыми температурами поверхностных вод в районе взятия колонок осадков. Таким образом, получено подтверждение правильности указанной методики.



Р и с. 11 (окончание)

Особенности изменения видового состава планктонных фораминифер, а также палеоклиматические и палеотемпературные кривые позволили расчленить изученные разрезы (Va-1328, -1419, 400) и на три—пять стратиграфических горизонтов: голоценовый, верхне-, средне- и нижневюрмский и рисс-вюрмский (рис. 11).

В ряде работ, посвященных анализу результатов фораминиферового анализа, проявляются две тенденции: 1) стратиграфическая их интерпретация проводится вскользь без достаточной определенности; 2) осуществляется чрезвычайно дробное расчленение на многочисленные мелкие горизонты с попыткой увязки их с известными климатическими фазами последней ледниковой эпохи и послеледниковья, причем применяется самая разнообразная стратиграфическая номенклатура. Корреляция таких слоев выделенных различными авторами, не всегда осуществима.



Р и с. 12. Состав планктонных фораминифер и палеотемпературная кривая в разрезах верхнечетвертичных осадков Мальтийской впадины Африкано-Сицилийского порога [17]

1 — *Globigerinoides trilobus* Reuss, 2 — *Globigerinoides ruber* d'Orb; 3 — *Globigerinella siphonifera* d'Orb et *Orbulina universa* d'Orb, 4 — *Globorotalia inflata* d'Orb, 5 — *Globorotalia truncatulinoides*: а — правосторонняя, б — левосторонняя; 6 — виды, не являющиеся индикаторами климата; 7 — *Globigerinita glutinata* Egger, 8 — *Globorotalia quinqueloba* Natland, 9 — *Globorotalia scitula* Brady, 10 — *Globigerina pachyderma* Ehr:

а — правосторонняя, б — левосторонняя. Палеотемпературная кривая: Т — тепло, Х — холодно. Стратиграфическое расчленение: слева по Бланк-Верне, в центре — по автору

Для познания осадочного процесса в бассейне на отдельных этапах плейстоцена и голоцена необходимо выделить стратиграфические единицы, которые можно четко проследить во всем море или на обширных его площадях. Таким являются горизонты, предложенные Ф. Паркер. Они и положены в основу единой стратиграфической шкалы верхнечетвертичных отложений [120, 121].

Их выделение в колонках, стратифицированных разными авторами, не составляет большой трудности. В данном случае осуществляется определенная генерализация палеоклиматических кривых и увязка их с наиболее крупными палеособытиями плейстоцена. Важно то, что тепло-, холодноводные и промежуточные комплексы планктонных фораминифер во всех изученных колонках по составу весьма сходны или аналогичны.

Так, в колонке V-65 из Эллинского желоба по данным фораминифер анализа выделены отложения, соответствующие послеледниковью, последней ледниковой эпохе, межстадиалу и предпоследней ледниковой эпохе [349]. Они вполне коррелируют соответственно с голоценом, верхним и средним вюрмом.

Из 7 колонек из нижней зоны шельфа и верхней части склона у Израильского побережья (глубины 100–550 м) по видовому составу планктонных фораминифер выделены голоценовые и верхнеплейстоценовые отложения [404]. Последние, как выяснилось, соответствуют верхнему вюрму.

В Пантеллерийской, Мальтийской и впадине Джела Африкано-Сицилийского порога разрез расчленен на целый ряд мелких слоев, относящихся к разным частям голоцена и вюрма, а также ресс-вюрма (рис. 12) [171]. Уверенно здесь выделяется голоцен, верхний и средний вюрм. В колонке JC-127, взятой с крутого борта Пантеллерийской впадины, нет голоцена, но зато в низах ее вскрыт ресс-вюрм (рис. 12).

В двух впадинах Адриатического моря (Пескара и Южно-Адриатической), как показали результаты фораминифероанализа, 2–3 м слой осадков представлен голоценом и верхним вюрмом, а в проливе Отранто 4-метровый разрез — верхним и средним вюрмом (голоцена нет) (ст. Та-20, Та-25, Та-29, Та-21, Та-24) [226, 229].

В Тирренской котловине на неаполитанском склоне (ст. Sk-15, Sk-16; [394] и у подножия (ст. Sk-15, Sk-16, Sk-13; [394]; ст. А-205; Todd, 1958), на абиссальной равнине (А-201) [462] и юго-западной (ст. Sk-11, Sk-12; [462]) и сицилийском (ст. F-K2; [168, с. 259]) склонах в разрезе осадков мощностью 10–17 м

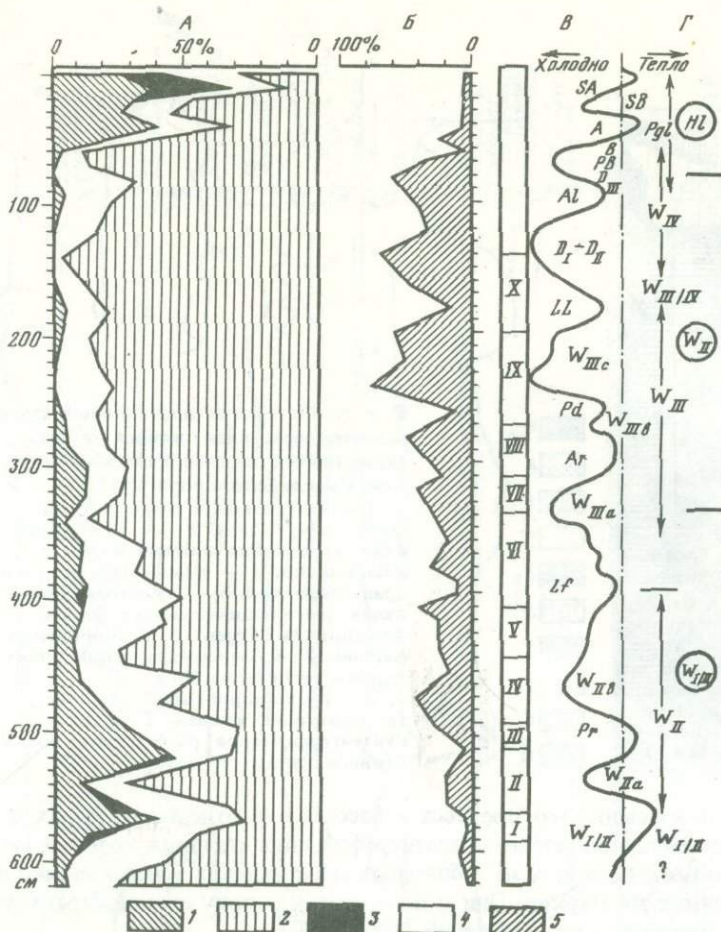


Рис. 13. Распределение планктонных фораминифер и палеотемпературная кривая в колонке IМоб7 (К-1Моб7 на рис. 1) из северной части Алжиро-Прованской впадины [169]

А – планктонные фораминиферы: 1 – теплолюбивые, 2 – холодолобивые, 3 – *Globorotalia truncatulinoides*, 4 – другие виды; Б – *Globigerina pachyderma* с левосторонним закручиванием раковин; В – палинологические зоны [159]; Г – палеотемпературная кривая: SA – субатлантический, В – суббореальный, А – атлантический, В – бореальный, РВ – пребореальный, ДIII – дриасс III, АI – аллеред, ДII – дриасс II, ДI – дриасс I, LL – межстадиал Леско-Ложери, Pd – пауддорфский межстадиал, Lf – межстадиал Лауфен, Pr – межстадиал Пейрар, WIII – вюрм III, WII – вюрм II. Индексы в кружках (расчленение по К.М. Шимкусу): NI – голоцен, WII – верхний вюрм, WI/II – средний вюрм

выделяется до 4 фаунистических горизонтов с преобладанием то тепловодного, то холодноводного комплексов фораминифер. Они сопоставимы с голоценом, верхним, средним и нижним вюрмом.

В скв. G-132, пробуренной в нижней зоне кампанского склона Тирренской котловины, верхний 10-метровый слой, судя по видовому составу планктонных фораминифер, состоит из отложений до рисса включительно [228]. Характерно залегание прослоек илов, обогащенных органическим веществом в рисс-вюрме и среднем риссе.

В Алжиро-Прованской котловине фораминиферовый анализ проведен более чем в 27 колонках (см. рис. 8). В большинстве из них обнаружены тепло- и холодноводный комплексы фораминифер, сменяющиеся книзу и соответствующие голоцену и верхнему вюрму (ст. С-3; [168], А-207, Sk-02, Sk-04, Sk-06, Sk-07, Sk-08, Sk-17, Sk-18; [462]; Т-2, Т-3, Т-4, Т-7, Т-8, Т-9, С-4; JC-1-4-69; JC-2-4-69, JC-3, [462, 168, 169, 170]).

На Южно-Балеарской абиссальной равнине (ст. А-210 [462]), южном склоне Балеарского архипелага (ст. Jc-05, Jc-06 [326], Sk-209, Sk-19 [462]), а также у подножья Лионского склона (рис. 13) в разрезе осадков выделены три, а места-

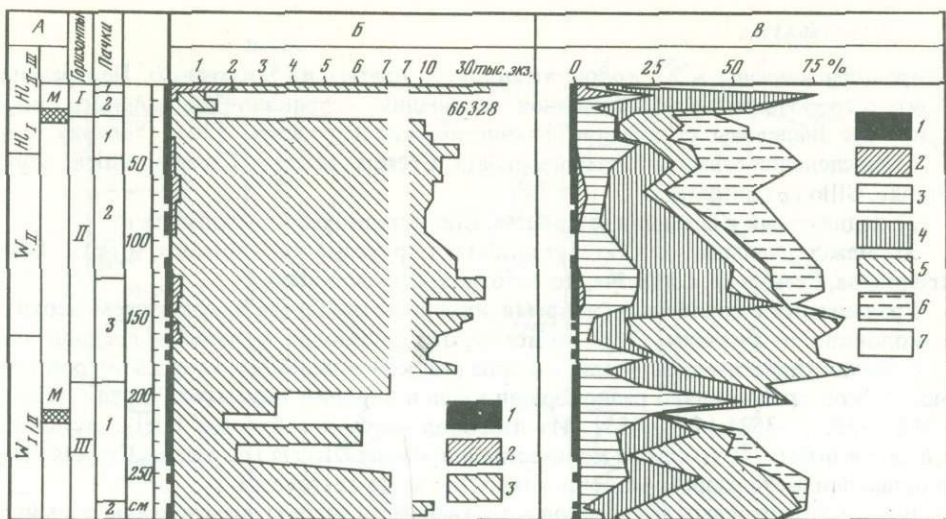


Рис. 14. Распределение бентосных фораминифер в колонке Va-368 [45]

А — стратиграфическое расчленение осадков: НI — голоцен, WII — верхний вюрм, W_{I/II} — средний вюрм, М — маркирующие сапропелевидные горизонты; В — общее количественное распределение (в экземплярах на 50 г осадка): 1 — интервалы изученных проб, 2 — агглютинирующие фораминиферы, 3 — секреторные бентосные фораминиферы; цифры справа — максимальное количество экземпляров; В — процентные содержания отдельных видов фораминифер: 1 — интервал изученных проб, 2 — *Usbekistania charoides*, 3 — *Articulina tubulosa*, 4 — *Gyroidina neosoldanii*, 5 — *Eponides pusillus*, 6 — *Cassidulina ex. gr. sicula*, 7 — другие бентосные виды. Фаунистические горизонты и пакки выделены Ф.Р. Корневой и Х.М. Саидовой, стратиграфические горизонты — автором

ми и четыре микрофаунистических горизонта, на наш взгляд, соответствующие голоцену, верхнему, среднему и нижнему вюрму. Правомерность такого расчленения в колонке А-210 подтверждена радиоуглеродными датировками [261].

В восточной области Альборанского моря на алжирском склоне в 10-метровом слое выделены два мощных горизонта с тепло- и холодноводным комплексами планктонных фораминифер [462]. Разрез здесь представлен голоценом и верхним вюрмом.

Бентосные фораминиферы

Видовой состав и количественное распределение бентосных фораминифер изучены в 52 колонках, отобранных из разных районов Средиземного моря, включая мелководье Адриатического моря [462, 386, 226, 45, 46]. Однако лишь в колонках из Восточного и Центрального бассейнов Ф.Р. Корневой и Х.М. Саидовой [45, 46] выделены фаунистические горизонты и пакки и дана их стратиграфическая интерпретация (рис. 14). Как следует из этих работ, комплексы бентосных фораминифер в верхнечетвертичных глубоководных осадках отличаются заметной изменчивостью в вертикальном разрезе и в плане. Практически даже в близлежащих районах они неоднородны. Вместе с тем проявляются и некоторые общие их особенности: в одних комплексах доминируют типично глубоководные виды, а в других — батинальные и эпibatинальные с примесью мелководных. Наблюдаются и переходные комплексы.

Работами ряда исследователей [386, 462, 44, 480] установлены группы бентосных фораминифер, доминирующие в разных зонах мелководной и глубоководной области Средиземного моря.

В целом смена комплексов бентосных фораминифер в вертикальном разрезе фиксирует определенные изменения палеоглубин, которые можно увязать с эвстатическими колебаниями уровня моря в холодные и теплые этапы четвертичного времени. На этой основе может быть осуществлена корреляция фаунистических горизонтов, выделенных по бентосным фораминиферам, с климатостратиграфическими подразделениями плейстоцена и голоцена (рис. 14).

Птероподы изучены в 23 колонках осадков, взятых из Восточного, Центрального, Критского, Тирренского бассейнов и впадин Африкано-Сицилийского порога (рис. 8). Выделены следующие фаунистические горизонты [301] (сверху вниз):

1) послеледниковый с *Limacina inflata*, *Creseis acicula*, *Creseis conica*, *Styliola subula*, *Glio pyramidata*;

2) ледниковый с *Limacina retroversa*, *Clio pyramidata f. pyramidata*;

3) межстадиальный с *Clio pyramidata f. pyramidata*, *Limacina inflata*, *Diacria trispinosa*, *Creseis sp.*, *Limacina trochiformis*, *Clio cuspidata*.

Границы этих горизонтов и время их образования (за исключением верхнего) в колонках не указаны. Судя по всему, это — голоцен, верхний и средний вюрм.

В Южно-Адриатической впадине в слое осадков мощностью около 5 метров состав моллюсков сравнительно разнообразен лишь в верхних двух-трех метрах (Hz-292, -293, -350, -353) [454, 455]. Из птеропод здесь преобладает *Euclio pyramidata*, *Limacina inflata*. В заметном количестве встречены *Diacria trispinosa*, *Creseis virgula*. В остальной части разреза встречена лишь *Limacina retroversa*.

В составе бентосных моллюсков в верхней части разреза значительную роль играет *Kelliella miliaris*, содержания которой заметно уменьшаются в нижней части осадочного слоя.

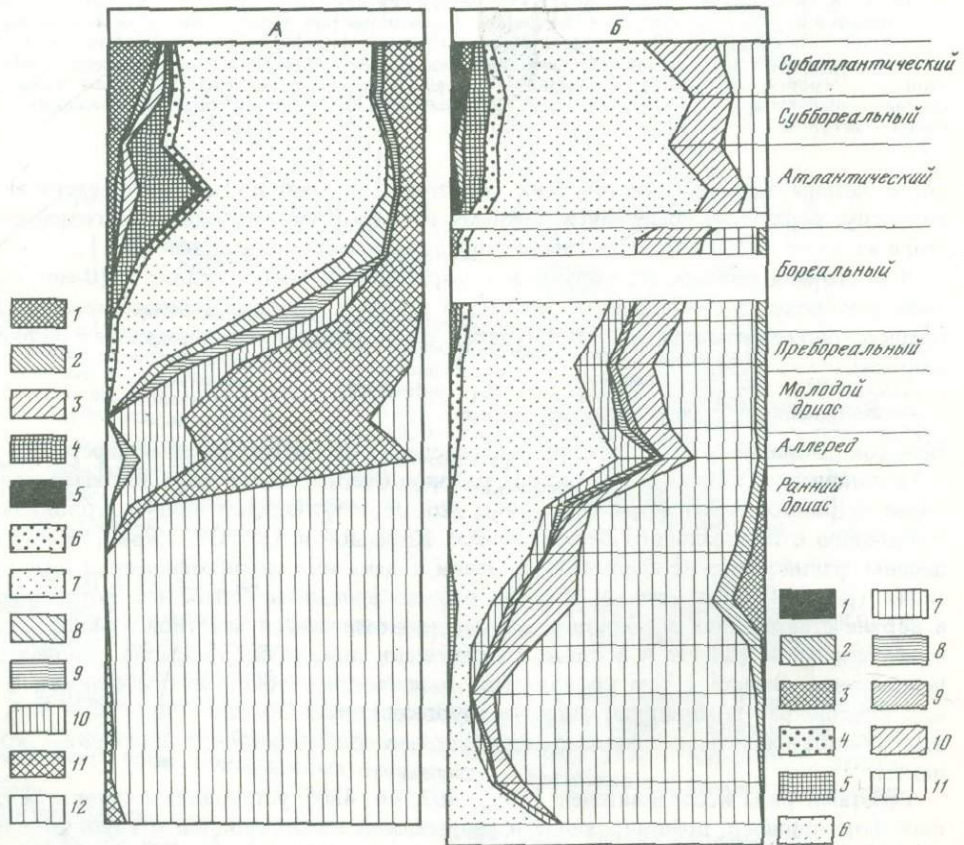
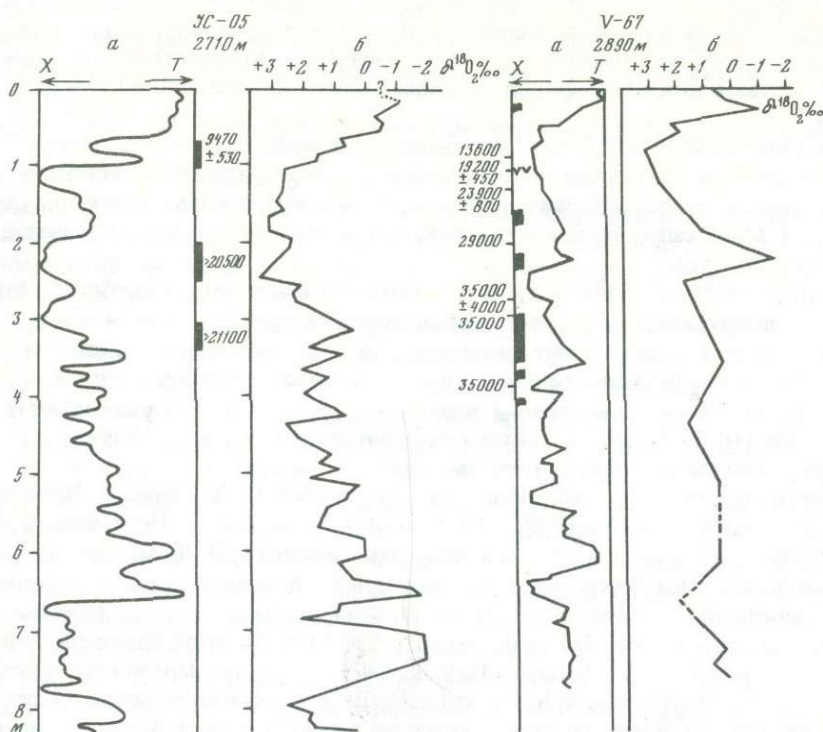


Рис. 15. Средний состав планктонных и бентосных моллюсков (фракция >0,5 мм) в колонках с Южно-Адриатической впадины (Bn-293; Bn-295, Bn-296, Bn-309, Bn-353, Bn-355, глубины соответственно 1198, 1161, 1063, 929, 1207, 1096 м) [457]

А — планктонные виды: 1 — *Styliola subula* + *Peraelis reticulata* + *Clio cuspidata*, 2 — *Carinaria mediterranea*, 3 — *Limacina bulimoides*, 4 — *Cavolina inflexa*, 5 — *Cavolina gibbosa* + *C. tridentata*, 6 — *Atlanta peroni*, 7 — *Limacina inflata*, 8 — *Creseis virgula*, 9 — *Creseis sicula*, 10 — *Diacria trispinosa*, 11 — *Clio pyramidata*, 12 — *Limacina retroversa*

Б — бентосные виды: 1 — *Leda micrometrica*, 2 — *Dentalium agile*, 3 — *Teretiateres Reeve*, *Pleurotoma trechii*, 4 — *Abra longicallus*, 5 — *Entalina quinquangularis*, 6 — *Kelliella miliaris*, 7 — *Nucula aegeensis*, 8 — *Lima sarsi*, 9 — *Columbella haliaceti*, *Dischides bifissus*, *Thyasira eumyaria*, *Lyonsia formosa*, 10 — другие виды, 11 — *Benthonella tenella*



Р и с. 16. Палеоклиматические и $\delta^{18}\text{O}$ кривые [470, 471]

Климатическая кривая построена по данным фораминиферо-анализа. Черные прямоугольники и цифры к ним — радиоуглеродные датировки, T — тепло, X — холодно

Общее количество бентосных и планктонных моллюсков испытывает определенные колебания. Максимальные содержания обеих групп встречены на некоторых горизонтах верхнего слоя.

По характерным изменениям состава моллюсков в колонках отложений выделены (рис. 15) голоценовые (верхние 2–3 м) и вюрмские осадки. Слой илов с повышенным содержанием моллюсков из верхней части разреза сопоставляется с атлантической фазой голоцена.

ИЗОТОПНЫЕ ПАЛЕОТЕМПЕРАТУРНЫЕ ИЗМЕРЕНИЯ

В колонках, отобранных из Восточного бассейна (А-189, [259], V-67 [470]) и Алжиро-Прованской (С-3, JC-05), и Западно-Альборанской впадины (MP-68) [470], получена хорошая корреляция между палеотемпературными кривыми, построенными по соотношению тепло- и холододлюбивых фораминифер и $\delta^{18}\text{O}$ (рис. 16). На интервалах колонок, где отмечен максимум холододлюбивых фораминифер (верхне-вюрмские осадки), $\delta^{18}\text{O}$ составляет от +3 до +4 ‰. На горизонтах с максимумами теплолюбивых фораминифер $\delta^{18}\text{O}$ колеблется от -1,0 до -3,0 ‰.

В колонке А-189, длиной 8,4 м, выделено 11 горизонтов, отвечающих чередующимся теплым (нечетные) и холодным (четные) этапам осадконакопления с температурами соответственно 17–23 (максимум 27–33°) и 8–13° (минимум -5–8°С).

КОККОЛИТОФОРИДЫ

Совместное исследование видового состава кокколитофоров в планктонных фораминифер на краю шельфа и в верхней части континентального склона у израильского побережья (глубины моря 100–550 м) [404] выявило, что для голоценовых осадков характерно резкое преобладание *Emiliana huxleyi*. Глубже отмечено господство *Gerhygocarpa osepaisa*, однако высказываются сомнения в точности видового определения.

В колонке (ЖС-3, Мо-67) длиной 4,5 м, отобранной с зоны Эллинских впадин с глубины 1950 м нис "Жан Шарко", получена неплохая корреляция палеотемпературной кривой, построенной по фораминиферам и количественными колебаниями теплолюбивых кокколитофорид (*Lithocolithotus fragilis* + *Gephyrocapsa oceanica*) [355].

В колонках М-17 и М-22 из Центральной впадины, взятых нис "Метеор" с глубин 2680 и 3050 м, выявлены многократные резкие колебания *Coccolithus pelagicus*, *Cyclococcolithus fragilis*. Характерно существенное возрастание количества *Coccolithus pelagicus* ниже сапропелевидного слоя, что расценивается как увеличение притока атлантических вод.

В колонке МР-68 длиной 5,6 м из Альборанского моря с глубины 1490 м обнаружено значительное морфологическое разнообразие *G. oceanica* и отсутствие параллели между изменениями температур и количественными колебаниями этого вида. Вероятно, развитие *Gephyrocapsa oceanica* контролируется не только температурой, но также соленостью и прозрачностью вод, на что указывают ряд исследователей [147]. Подобная картина распределения и у *Coccolithus pelagicus*, причисляемого многими к холодолюбивым видам.

В четырех колонках, собранных нис "Академик С. Вавилов" с Восточно-Средиземноморского вала (Va-1319, -1328, -1748, -2203, -2185), Центральной (Va-1450) и Тирренской (Va-325) впадины кокколиты изучены С.И. Шуменко и В.П. Стеценко под биологическим микроскопом и совместно с автором под стереоскопом. В разрезах осадков из Восточного и Центрального бассейнов вскрыта биозона *Emiliana huxleyi*. В колонке Va-1328 мощностью 5 м в 30 горизонтах выявлен единый комплекс кокколитов: *Coccolithus pelagicus*, *Cyclococcolithus leptoporus*, *Umbilicosphaera mirabilis*, *Helicoponthosphaera kamptneri*, *Gephyrocapsa oceanica*, *G. caribbeanica*. В низах разреза встречаются немногочисленные *Emiliana huxleyi* и значительное развитие получают *Gephyrocapsa oceanica* (рис. 62, А, Б, В).

В колонке Va-1328 комплексы кокколитов испытывают некоторые изменения.

На интервале 0—54 см встречены *Cyclococcolithus leptoporus* С. sp. *Umbilicosphaera mirabilis*, *Helicoponthosphaera kamptneri*, *Rhabdosphaera clavigera*, *Gephyrocapsa oceanica*, *G. caribbeanica*, *Emiliana huxleyi* и др.

На горизонте 83—110 см обнаружены, кроме того, переотложенные нижнеплейстоценовые и плиоценовые виды.

В мощном прослое слабокремнистого диатомового ила кокколитов очень мало (меньше 1%). Здесь встречены *Cyclococcolithus leptoporus*, *Helicoponthosphaera kamptneri*, *Rhabdosphaera clavigera*, *Gephyrocapsa oceanica*, *G. caribbeanica*, *Emiliana huxleyi*.

Внизу колонки, сложенной карбонатными илами, комплекс такой же, как и на интервале 0—54 см.

Сходным комплексом кокколитов характеризуются осадки колонок Va-1748, Va-2203, Va-2185 (рис. 63).

На ст. Va-1450 из Центральной впадины изучен разрез мощностью 960 см, под биологическим микроскопом просмотрены 23, а под стереоскопом 10 проб. Как следует из фотоснимков, полученных под стереоскопом (рис. 62, д), на разных уровнях разреза в осадках сохранились немногочисленные целые кокколиты. Более распространены их обломки. Комплекс кокколитов представлен *Emiliana huxleyi*, *Cyclococcolithus leptoporus*, *Coccolithus pelagicus*, *Umbilicosphaera mirabilis*, *Syracosphaera* sp., *Scyphosphaera* sp., *Ponthosphaera* sp., *Helicoponthosphaera kamptneri*, *Rhabdosphaera clavigera*, *Gephyrocapsa oceanica*, а также переотложенные виды (в том числе нижнеплейстоценовые *Pseudoemiliana lacunosa*).

Разрез отложений из Тирренской впадины мощностью 11,06 м (Va-325) изучен подробно под биологическим микроскопом и стереоскопом. Определения проведены в 30 горизонтах. По видовому составу кокколитов он расчленяется на две биозоны: *Emiliana huxleyi* и *Gephyrocapsa oceanica*. В первой биозоне (0—535 см или несколько глубже) встречены *Coccolithus pelagicus*, *Cyclococcolithus leptoporus*, *Umbilicosphaera mirabilis*, *Helicoponthosphaera kamptneri*, *Rhabdosphaera clavigera*, *Braarudosphaera bigelowi*, *Scapholithus* sp., *Gephyrocapsa oceanica*, *Emiliana huxleyi*.

На интервале 29—418 см, кроме того, обнаружены переотложенные формы: *Watznaueria* cf. *barnesae*, *Micula* sp., *Pseudoemiliana lacunosa*.

Биозона *Gephyrocapsa oceanica* характеризуется развитием *Coccolithus pelagicus*, *Cyclococcolithus leptoporus*, *Umbilicosphaera mirabilis*, *Helicopontosphaera kamptneri*, *Rhabdosphaera clavigera*, *Cyclolithus* sp., *Gephyrocapsa caribbeanica* Boudreau, *G. oceanica*.

В прослое 771,5–791 см встречены переотложенные *Discoaster* cf. *pentaradiatus*.

ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Зарубежными учеными изучены 7 колонок из Южно-Адриатической, Тирренской и Алжиро-Прованской впадин [324, 185, 281, 159]. В 13 колонках, отобранных нис "Академик С.Вавилов" из разных областей Средиземного моря, исследования проведены Е.В. Кореновой [43].

Судя по данным Е.В. Кореновой [43], колонки осадков мощностью до 2 м, взятые со дна глубоководной Мраморноморской (Va-1069) впадины и Северо-Эгейского ж е л о б а (Va-1065), вскрыли неполный разрез голоцена. В низах разреза по максимуму развития пыльцы дуба и других широколиственных пород уверенно выделен подгоризонт, соответствующий атлантической фазе. Илы в нем относительно обогащены органическим веществом. Отложения с подобным составом пыльцы в северной Греции показали возраст по ^{14}C больше 5 тыс. лет [464]. В колонке с Северо-Эгейского ж е л о б а выше отмеченного горизонта наблюдается существенное возрастание содержания пыльцы березы, что позволяет выделить здесь слой, отвечающий суббореальной фазе голоцена. Выше залегают отложения субатлантической фазы и современные.

В Финикийской впадине (Va-405), на Восточно-Средиземноморском валу (Va-400, -368, -299), африканском склоне (Va-360), где разрезы верхнечетвертичных осадков в литологическом отношении во многом сходны, выявлен сходный характер распределения пыльцы [43]. Большая часть разреза мощностью до 2,5–3 м содержит очень мало пыльцы. Обогащены ей лишь прослой сапропелевидных илов, один из которых залегают в верхней, а другой (или два других) — в нижней части колонок. В этих прослоях встречено много пыльцы тепло- и влаголюбивой растительности (рис. 17).

В некоторых колонках (Va-405, -400, -299) в промежутке между верхним и нижним прослоями сапропелевидных илов выявляется заметное возрастание содержания пыльцы березы, указывающее на холодные климатические условия. Как правило, в этой части разреза пыльцы мало и доминируют представители травянистой растительности (рис. 17).

Изученные разрезы удается разделить на три горизонта. Два из них (верхний и нижний) характеризуются наличием прослоев с пылью тепло- и влаголюбивой растительности, чередующихся с отложениями, почти лишенными пыльцы или содержащими в основном пылью трав. Третий (средний), наиболее мощный, в одних местах содержит в основном пылью трав, а в других, кроме того, заметные количества пыльцы березы. Е.В. Коренева [43] эти три горизонта сопоставила соответственно с голоценом, вюрмом и ресс-вюрмом. С учетом радиоуглеродных датировок, маркирующих литологических слоев, каковыми являются сапропелевидные илы, их следует коррелировать с голоценом, верхним и средним вюрмом [120, 121, 124]. Граница голоцена в некоторых колонках определяется появлением пыльцы ольхи, а граница среднего вюрма обозначена сменой пыльцы сосны и березы более сложным комплексом. Обращает внимание, что теплая влажная фаза, выявленная здесь в голоцене, по времени древнее атлантической фазы, ее возраст 7–9 тыс. лет [124].

В разрезе отложений Левантийской впадины (Vu-4779), литологически заметно отличающемся от рассмотренных колонок (за исключением верхней части), палинологические спектры обнаруживают немало сходства.

Низы голоценового горизонта определяются по четко выраженному максимуму пыльцы, приходящемуся на сапропелевидный прослой (как и в ранее рассмотренных колонках). Мощный слой (около 4 м) глинистых илов, характеризуется малым количеством пыльцы, представленной в основном травами. Исключение составляет прослой мелкоалевритового ила, где пыльцы много. Хотя в ее составе явно преобладают травы, однако встречено заметное количество также и пыльцы древесной растительности (сосны, дуба, березы, кедра и др.), принесенной, видимо, с Ливанского побережья.

Некоторое повышение количества пыльцы наблюдается в нижележащих известковых илах, слагающих почти 2-метровый слой. Одновременно здесь резко возрастает роль древесной растительности, главным образом сосны, и частично дуба. По сравнению с вышележащим слоем в этих осадках гораздо больше *Artemisia*. Е.В. Коренева [43] пришла к заключению, что оба рассмотренных слоя формировались в условиях аридного климата, и предположительно отнесла их к вюрму. На наш взгляд, первый из них отвечает верхнему, а второй — среднему вюрму. В такому выводу нас приводят не только отмеченные различия в палинологических спектрах, но и особенности литологического состава. Есть полное основание считать, что нильский материал, которым сложена толща глинистых илов, мог накапливаться в данном районе лишь в условиях низкого положения уровня моря в позднем вюрме.

С другой стороны, лишь при уровне, близком к современному, что характерно для среднего вюрма, здесь могли накапливаться карбонатные илы.

В Южно-Адриатической впадине, где исследованы 4 колонки осадков, в 2–5-метровом слое выявлены спорово-пыльцевые спектры, характерные для голоцена и позднего вюрма [185, 43].

Удалось также выделить слои, отвечающие всем фазам голоцена по схеме Блитта—Сернандера: пребореальной, бореальной, атлантической, суббореальной и субатлантической. Лишь осадки атлантической фазы отличаются некоторым повышением содержания органического вещества, микрослоистостью. Остальные фазы литологически почти ничем не выражаются.

В Тирренской впадине изучено 5 колонок осадков. Спорово-пыльцевые спектры, полученные в длинных колонках неаполитанского континентального склона (Sk-12, -15, -16) [324], не получили стратиграфической интерпретации, видимо, в силу недостаточной представительности материалов. По той же причине осталась не стратифицированной и колонка Va-961, взятая с абиссальной равнины нис "Академик С. Вавилов", исследованная Е.В. Кореновой [43]. В количестве, достаточном для определения видового состава, пыльца встречена лишь в нескольких прослоях колонки Va-961, обогащенных вулканическим материалом. В большинстве прослоев пыльца в основном представлена сосной с небольшим участием пыльцы дуба и других растений. В прослое вулканогенного алевролита, генетически связанного с извержениями флегрейской группы вулканов, обнаружено много пыльцы трав.

В колонке Vn-19, взятой нис "Бэннок", также из абиссальной равнины (глубина 3516 м), получена более определенная картина изменений спорово-пыльцевых спектров [113, 281]. В разрезе длиной 10 м, сложенном илами, переслаивающимися с песчано-алевритовыми отложениями, выделяются три горизонта: верхний (0–150 см), где доминирует пыльца букowego леса *Quercetum mixtum* (*Quercus*, *Ulmus*, *Tilia*, *Castanea*); средний (150–850 см), где встречены наиболее высокие концентрации пыльцы хвойных (*Pinus*, *Abies*, *Picea* и много *Artemisia*); нижний состав пыльцы в котором сходен с верхним. Верхний горизонт этими исследователями сопоставляется с голоценом, а остальные два — с вюрмом.

По нашим представлениям пыльцевая диаграмма колонки Vn-19 весьма сходна с таковой отложений оз. Вико (Центральная Италия) (рис. 18), где удается выделить три горизонта в вюрмском разрезе: верхне-, средне- и нижневюрмский. Колонка Vn-19, судя по всему, вскрыла лишь голоценовый, верхне- и часть средневюрмского горизонта.

Алжиро-Прованская впадина. Две колонки осадков (Va-767 и Va-467) изучены Е.В. Кореновой [43] (рис. 19). В колонке Va-767 длиной 3,3 м из Южно-Балеарской абиссальной равнины, Е.В. Коренева уверенно выделяет два горизонта: голоценовый и вюрмский. Голоцен характеризуется пониженным количеством пыльцы, небольшим преобладанием пыльцы древесных над травами. Среди древесных в одних прослоях больше пыльцы сосны, а в других — почти в равных количествах присутствует сосна и дуб.

В нижележащем мощном слое явно преобладает пыльца древесных, составляющая местами свыше 80%. Здесь везде господствует пыльца сосны, постоянно в заметных количествах присутствует пыльца дуба, кедра, маслинных. В отдельных прослоях много пыльцы *Artemisia*. В Центральной Испании резкое господство сосны в спорово-пыльцевых спектрах, судя по радиоуглеродным датировкам, соот-

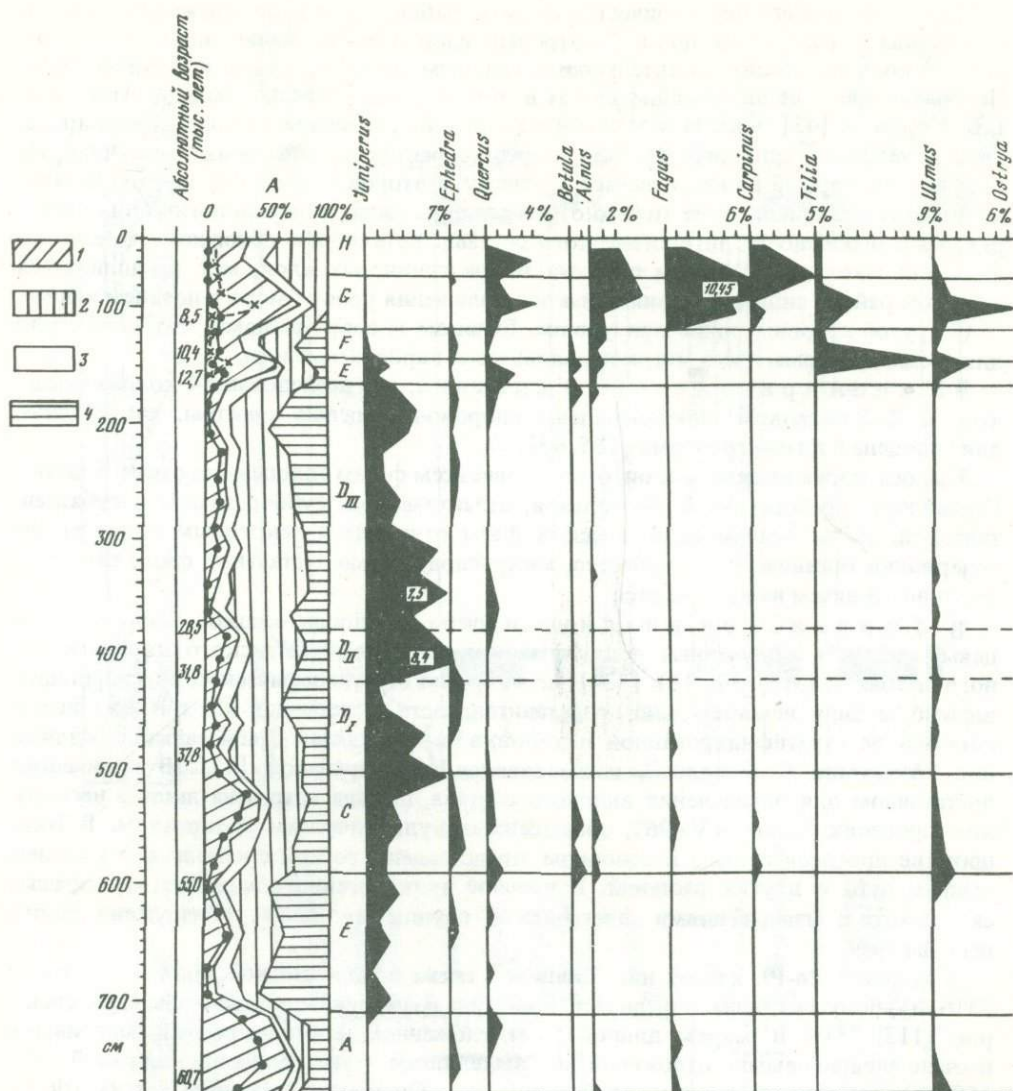


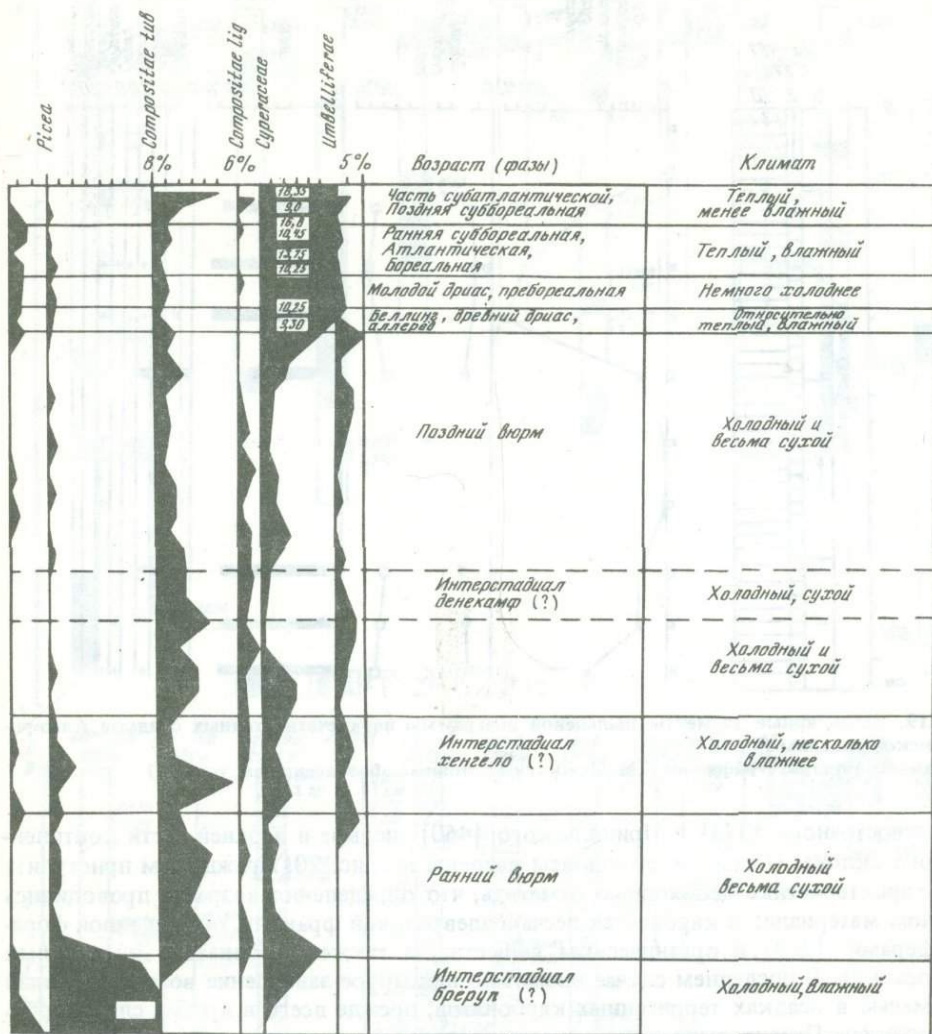
Рис. 18. Характерные элементы пыльцевой диаграммы разреза отложений оз. Вико (Центральная Италия) и ее климатическая интерпретация [282]

1 — древесные, 2 — Gramineae, 3 — Chenopodiaceae и др., 4 — Artemisia. Абсолютный возраст рассчитан по скоростям осадконакопления

ветствует позднему вюрму и закончилось 11,5 тыс. лет назад [346, 347, 278]. На наш взгляд, таков же возраст и рассмотренного нами слоя.

В колонке Va-467 длиной 2,2 м, взятой с западной части Южно-Балеарской абиссальной равнины, пыльцевая диаграмма несколько отличается от таковой колонки Va-767. Здесь наблюдаются резкие количественные колебания пыльцы, — от нескольких зерен до более 100. В слоях с большим количеством пыльцы преобладают древесные породы, главным образом сосны, отчасти дуба, а среди трав — больше всего пыльцы Artemisia. В разрезе фиксируется чередование засушливых (слои с малым количеством пыльцы) и теплых влажных фаз (слои богатые пыльцой). Эта особенность голоцена проявляется и в колонке Va-767, но не столь четко в связи с более медленным осадконакоплением и, видимо, недостаточной частотой исследований.

В колонке JS-I-Mo67 длиной 6,2 м, отобранной нис "Жан Шарко" с подножья Лионского континентального склона с глубины 2460 м [159] изучена лишь доголоценовая часть разреза (глубже 140 см). На интервале 140–520 см доминирует пыльца хвойных, много пыльцы трав (полынь, эфедра), которая в отдельных прослоях



весьма обильна. В некоторых прослоях помимо сосны и трав, отмечена пыльца дуба, указывающая на относительное потепление. Ж. Бернар здесь выделяет (снизу вверх): интерстадиал пейрад, вюрм П_в, интерстадиал лауфен, вюрм III_а, интерстадиал д'арси, вюрм III, вюрм III_с, вюрм II_с, интерстадиал паудорф и ласаулагерье, вюрм IV, дриас I, бёллинг и дриас II. На интервале 140–520 см, очевидно, фиксируется климатическая обстановка позднего вюрма с фазами сильных похолоданий и относительных потеплений. Этот интервал укладывается в верхний вюрм нашей схемы.

Интервал 520–590 см характеризуется наличием алепской сосны, высокими содержаниями дуба, присутствием пыльцы вяза, лещинного ореха. Лишь кверху возрастает роль сосны обыкновенной, трав и уменьшается содержание пыльцы дуба. Ж. Бернар здесь выделил (снизу вверх) вюрм I/II и вюрм Па. Это потепление с изменчивым климатом, на наш взгляд, отвечает среднему вюрму.

РАДИОУГЛЕРОДНЫЕ ДАТИРОВКИ

К настоящему времени получено примерно 227 датировок в 79 колонках глубоководных осадков, собранных зарубежными и советскими экспедициями из всех основных бассейнов Средиземного моря (рис. 8). Несколько десятков определений возраста сделано также в отложениях Лионского [353], Прованского [284],

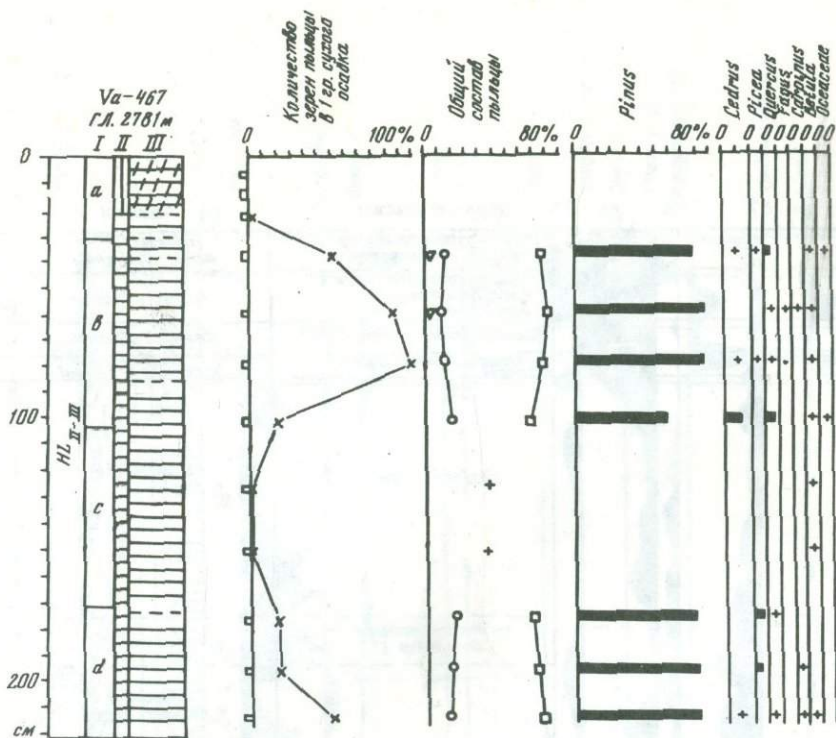


Рис. 19. Характерные элементы пыльцевой диаграммы верхнечетвертичных осадков Алжиро-Прованской впадины (Va-767) [43]

Литология и стратиграфия по К.М. Шимкусу (условные обозначения см. рис. 21)

Ближневосточного [373] и Принильского [450] шельфа и верхней части континентального склона. Основные результаты сведены на рис. 20. Прежде чем приступить к их характеристике необходимо отметить, что определения возраста проводились в разном материале; в карбонатах песчаноалевритовой фракции, обогащенной фораминиферами [263], и органическом веществе, а также карбонатов из валовых проб осадков. В последнем случае возможно некоторое завышение возраста в связи с примесью в осадках терригенных карбонатов, прежде всего в пробах слабокарбонатных илов. Параллельные определения возраста в валовых пробах, проведенные в черноморских осадках, показали [408], что датировки нижнеголоценовых и верхнеплейстоценовых слабокарбонатных илов по карбонатам почти в два раза выше, чем по органическому веществу. Таким образом, не все полученные датировки дают основания для категорических заключений о возрасте отложений; в ряде случаев можно говорить лишь о примерном возрасте. Вместе с тем они являются ценнейшим, наиболее объективным материалом по геохронологии средиземноморских осадков.

Эгейское море. Как показали наши (Va-517) [124] и зарубежные определения (V-58) [370], (рис. 20, а), осадки, залегающие на поверхности дна Средне-Эгейской и Критской впадин, имеют современный возраст. Обращает внимание существенная разница в датировках отложений, перекрывающих прослой илов, обогащенных органическим веществом. Возраст их более чем в два раза меньше в Средне-Эгейской впадине. Не исключено, что в колонке V-58 датировки завышены за счет заметной примеси терригенных карбонатов в анализированных пробах. Такие сомнения высказывают и сами авторы.

В нижней части колонки Va-517 установлен позднеюрмский возраст илов.

Восточный и Центральный бассейны. Судя по нашим датировкам [124], возраст поверхностного слоя осадков на африканском континентальном склоне (Va-1751) составляет 570 ± 110 лет, а на Восточно-Средиземноморском валу (Va-1748, -536-I, -1319) находится в пределах 1800–4550 лет. Сравнительно большой возраст – 4580 лет – получен для верхнего слоя илов самой глубокой впадины

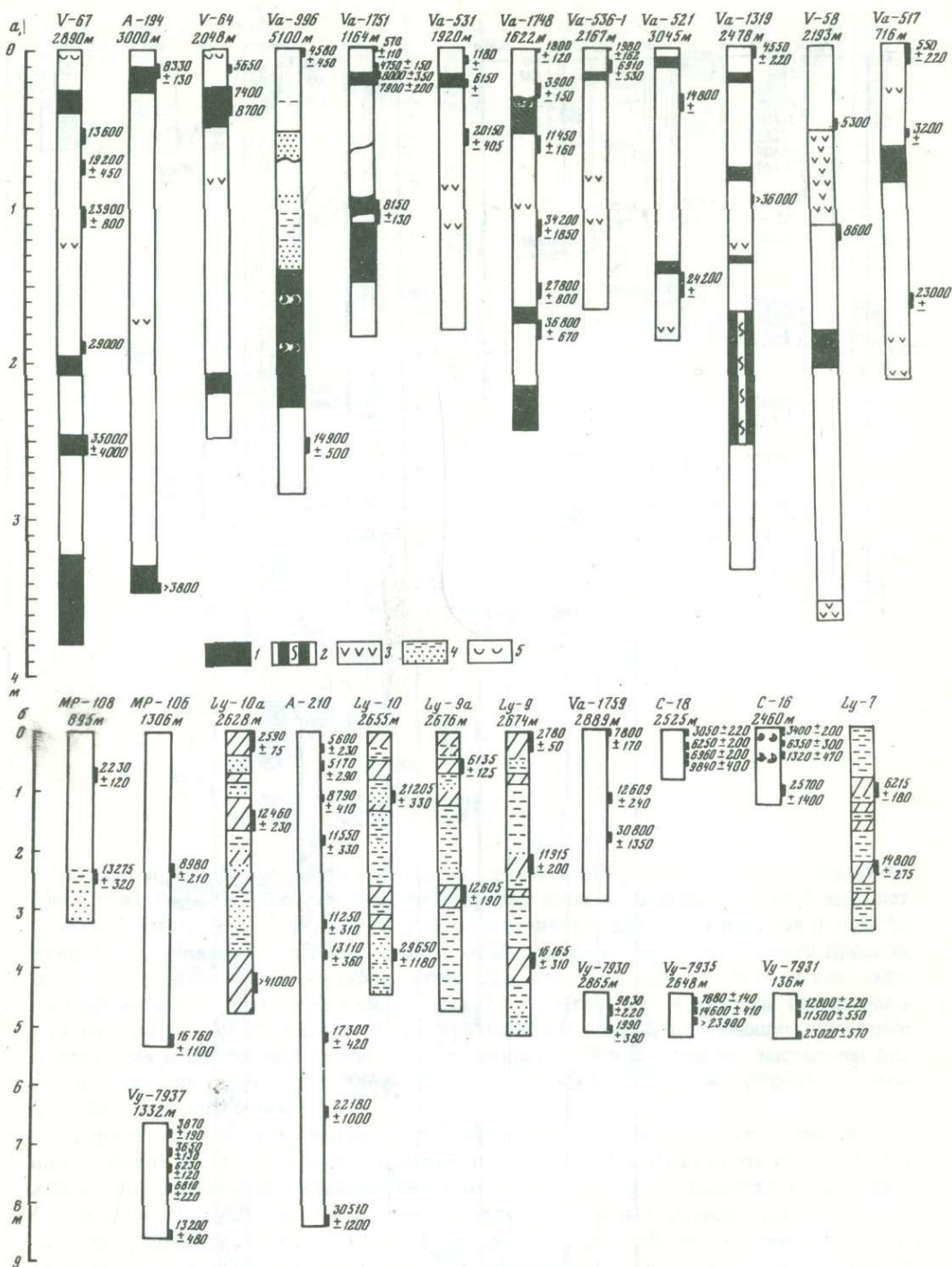
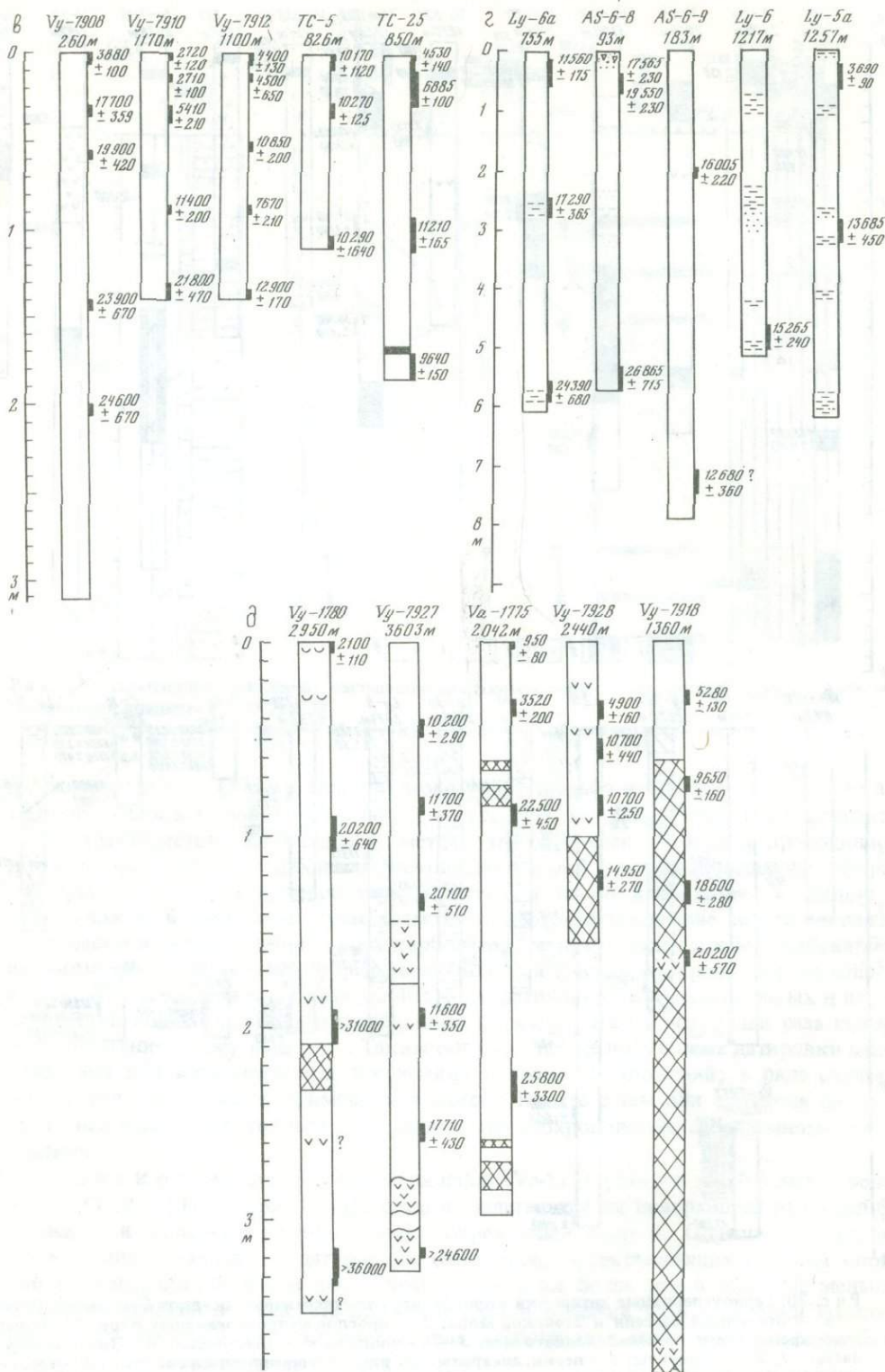


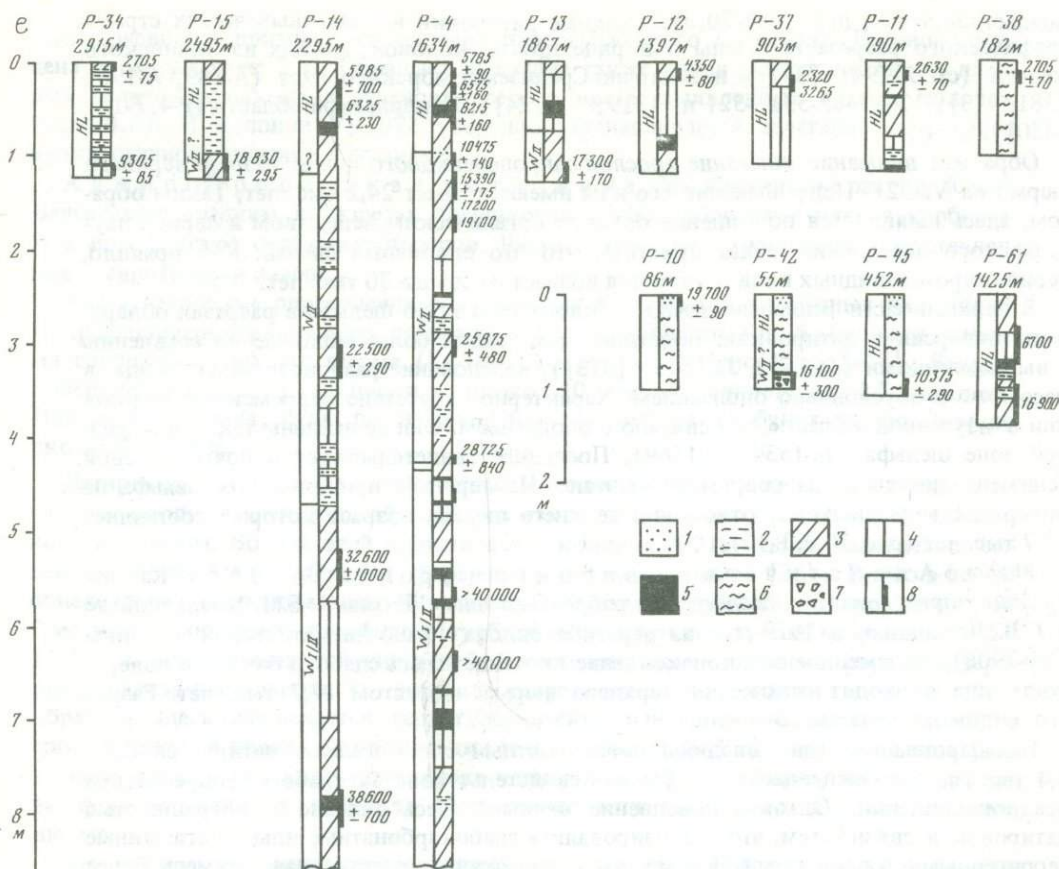
Рис. 20. Радиоуглеродные датировки колонок верхнечетвертичных осадков Средиземного моря
 а – Восточный бассейн и Эгейское море: 1 – прослой сапропелевидных илов, 2 – прослой слабокремнистого сапропелевидного ила, 3 – турбидиты, 4 – птероподы; б – Принильская область: 1, 2 – турбидиты: 1 – пески, алевроиты, 2 – илы, 3 – гемипелагические илы, 4 – терригенные илы, 5 – сапропели, 6 – серые мелководные илы, 7 – карбонатные пески и гравий, 8 – радиоуглеродные датировки; в – Южно-Адриатическая впадина и пролив Отранто; г – Африкано-Сицилийский порог; д – Тирренская котловина; е – Альборанская и Алжиро-Прованская впадина (обозначения те же, что и на рис. 20, б)



Р и с. 20 (продолжение)

Эллинского желоба (Va-996). Приведенные величины характеризуют слой разной мощности (1,5–7 см), причем наибольший возраст получен в слоях повышенной мощности.

В целом эти данные свидетельствуют о довольно медленном осадконакоплении на современном этапе в изученных районах.



Р и с. 20 (окончание)

Возраст приповерхностного слоя варьирует от 1180 (Va-531) до 5875 лет (P-4) (рис. 20, а). Верхний прослой сапропелевидных илов насчитывает 7,4–8,7 тыс. лет (Va-64, [370]), (P-4, [381, 450]). Близкие величины для этого прослоя получены нами [124]. Инверсия величин возраста наблюдается в пределах верхнего прослоя сапропелевидного ила на Va-1751. Кроме того, второй прослой такого же ила, залегающий в нижней части колонки, имеет тот же возраст как и верхний. Разрез осадков на Va-1751 обнаруживает явные признаки оползаний, получающие отражение в неровных и наклонных границах напластования и здесь, видимо, заключены две перекрывающие друг друга пачки одновозрастных отложений, образовавшиеся как следствие оползания.

Возраст осадков, залегающих непосредственно выше прослоя сапропелевидных илов, варьирует. Судя по нашим данным, на ст. Va-1751 и Va-1748 эти осадки почти в два раза моложе подстилающих в то время как на Va-536 их возраст составляет 6,9 тыс. лет и приближается к величинам, полученным в сапропелевидных илах. По всей видимости, на Va-1751 и Va-1748 часть разреза нижнего голоцена отсутствует в связи с оползанием. Об этом, в частности, свидетельствует неровная граница кровли прослоя сапропелевидного ила на Va-1784.

Подоснова голоценовых осадков, выявленная по характерным измерениям видового состава планктонных фораминифер и δ^{18} О в колонке V-67 из западной области Восточно-Средиземноморского вала, имеет возраст несколько меньше 13,6 тыс. лет [471] (рис. 20, а). Она, как видно, проходит ниже прослоя сапропелевидного ила. Соответствующие отложения в колонке Va-1748 нами датируются 11,4 тыс. лет. На интервале разреза, отвечающем последнему похолоданию (верхний вюрм), в колонке V-67 получены датировки от 13,6 до 29 тыс. лет. В нижележащей части разреза, которая образовалась в условиях переменного климата и отнесена нами к среднему вюрму, датирован один из трех прослоев сапропелевидных илов. Его

возраст 36,8 тыс. лет. (рис. 20, а). Сходные датировки в указанных частях стратиграфического разреза получены и в ряде других колонок, взятых из Эллинского желоба (ст. А-194; [381]) и Восточно-Средиземноморского вала (А-189, А-190; [381, 413]; Va-1748, -531, -521 и 1319; [124]), Принильской области (Р-4, Р-14; [450]).

Обращает внимание залегание прослая сапропелевидного ила в разрезе верхнего вюрма на Va-521. Подстилающие его илы имеют возраст 24,2 тыс. лет. Таким образом, здесь выявляется обогащение осадков органическим веществом в период паудорфского потепления. Надо отметить, что это единичный случай. Как правило, серия сапропелевидных илов датируется возрастом свыше 30 тыс. лет.

В верхней части Ближневосточного склона и на краю шельфа в разрезах обнаружена инверсия в датировках: подстилающие осадки более молодые по сравнению с вышележащими (Ja-1542, Js-1535; [373]). Чередование разновозрастных осадков несомненно обусловлено оползанием. Характерно отсутствие современных отложений в изученной области, что связано с оползанием. Они не найдены также и в средней зоне шельфа (Js-1534, Js-1569). Последнее свидетельствует о почти нулевой седиментации здесь на современном этапе. На перегибе принильского шельфа на поверхность дна выходят отложения верхнего вюрма, возраст которых составляет 19,7 тыс. лет (рис. 20, б, Р-10).

Южно-Адриатическая впадина и пролив Отранто. Как показали определения в колонках, собранных нис "Витязь" Е.М. Емельяновым и С.В. Чабашвили в 1979 г., на перегибе склона Южно-Адриатической впадины (Vu-7908) современное осадконакопление протекает здесь слабо, и близко к поверхности дна подходят отложения верхнего вюрма возрастом 17,7 тыс. лет. Разрез его, видимо, превышает 3 м.

На выровненном дне впадины поверхностный слой осадков датируется 2,7–4,4 тыс. лет, что на первый взгляд может свидетельствовать о слабом современном осадконакоплении. Однако, повышение величин здесь связано с погрешностью датировок в связи с тем, что анализировались слабокарбонатные илы, обогащенные терригенными карбонатами. Кроме того, возможна существенная примесь более древнего материала, смываемого с бортов суспензионными потоками. Последнее особенно отчетливо проявляется на VY-7912, где отмечена инверсия в датировках.

В проливе Отранто на склонах выявлены многочисленные признаки оползания [298], чем и следует объяснить, например, одинаковый возраст всего разреза в колонке ТС-5, инверсию датировок в колонке ТС-25 и отсутствие современных, местами и голоценовых осадков (рис. 20, в). Радиоуглеродные датировки показывают разный возраст прослая сапропелевидного ила 9–13,3 тыс. лет. Вторая датировка, вероятно, дает завышенный возраст в связи с примесью терригенных карбонатов в проанализированной пробе.

Африкано-Сицилийский порог. На дне Пантеллерийской и Линозской впадин (Ly-5, Ly-5A), [449] судя по радиоуглеродным датировкам, верхнюю часть разреза слагают голоценовые осадки, мощность которых составляет около 2,5 м (рис. 20, г). На борту Линозской впадины (Ly-4) и на перегибе шельфа (As-6-8, As-6-9) голоценовые осадки отсутствуют, и на поверхности дна обнажается кровля верхнего вюрма. Видимо, сокращен разрез голоцена и верхнего вюрма на восточном склоне Африкано-Сицилийского порога (Ly-3). Резко изменчивы мощности голоценовых осадков в северо-западной области порога. На борту одной из подводных долин голоцен не встречен (Ly-6A), в то время как на дне его мощность значительна (Ly-6) (рис. 20, е).

Тирренская котловина. Датировки получены нами в 5 колонках осадков с неаполитанского и северо-западного склонов, собранных нис "Академик С. Вавилов" [124] и нис "Витязь" (рис. 20, д). Разрезы здесь сложены слабокарбонатными илами (за исключением ст. Va-1780), и датировки, по всей видимости, дают завышенный возраст. Вместе с тем, они показывают, что колонки вскрывают голоценовый и верхневюрмский, а местами (Va-1780), возможно, верхи средне-вюрмского горизонта. Нельзя лишь с полной уверенностью определить положение этих границ.

В колонке Vu-7927, взятой с подножия склона, наблюдается инверсия датировок, и примерно одни и те же величины характеризуют двухметровый слой осадков

Здесь очевидны признаки накопления переотложенного материала. Граница голоцена проходит ниже 2 м. Обращает внимание также явная разновозрастность плотных селадонитовых илов зеленовато-серого цвета, выявленных в ряде колонок (рис. 20, д). В колонке Vy-7928 уверенно устанавливается залегание 3 прослоев вулканогенного алевролита в голоцене.

А л ж и р о - П р о в а н с к а я к о т л о в и н а. На абиссальной равнине Южно-Балеарской впадины в разрезах доминируют слабокарбонатные илы, а карбонатные илы слагают отдельные прослои. Часто встречаются турбидиты, представленные алевроитовыми илами.

Радиоуглеродные определения выполненные в колонках, собранных нис "Линч" по расширенному профилю, показали, что слой мощностью до 6 м сложен осадками голоцена и верхнего вюрма (Ly-10A, -10, 9A, -9, -7) (рис. 20, е) [418]. Возраст поверхностного слоя мощностью около 30 см составляет 2,5–2,7 тыс. лет. Подошва голоцена, судя по датировкам, залегает на глубинах около 2 м несколько больше.

Датировка 21,2 тыс. лет, полученная в колонке Ly-10 в прослое турбидита на глубине около 1 м, видимо, обусловлена накоплением более древнего переотложенного материала. Вблизи этой станции взята колонка A-210, где сделаны многочисленные уверенные датировки в фораминиферовом материале [261]. Разрез в целом обнаруживает последовательное увеличение возраста с глубиной, однако один почти 2-метровый интервал, сложенный турбидитами, характеризуется возрастом 11,5–11,2 тыс. лет с небольшой инверсией. В сопоставлении с данными фораминиферового анализа выявляется, что эта часть разреза относится к низам голоцена, таким образом, здесь наблюдается геологически мгновенное накопление мощного слоя осадков. В низах колонки осадки имеют возраст 30,5 тыс. лет. Судя по характерным изменениям видового состава планктонных фораминифер, эта часть разреза формировалась в условиях переменного климата, присущего для среднего вюрма.

На южном континентальном склоне Балеарского архипелага датированы низы голоцена, определяемые по изменению видового состава планктонных фораминифер на глубинах около 100 см (JC-05-70; JC-06-70; [327]). Получены величины 9,7–13,3 тыс. лет.

Ближе к центральной области Балеарской абиссальной равнины нами датированы осадки в колонке Va-1759, сложенной слабоизвестковыми и известковыми илами. Поверхностный слой датируется 7,8 тыс. лет, а на интервале 1–2 м получены датировки 12,6 и 30,8 тыс. лет. По всей видимости, все величины завышены за счет примеси терригенных карбонатов (проанализированы валовые пробы слабоизвестковых илов), особенно последняя. Разрез, очевидно, включает лишь голоцен и верхний вюрм. Подошва голоцена проходит примерно на глубине 1,5 м.

Из центральной части Балеарской абиссальной равнины нами датирована колонка Vy-7930. Датировки показали, что разрез мощностью в 1 м включает голоцен и кровлю верхнего вюрма. Датировка 19,9 тыс. лет, видимо, существенно завышена из-за примеси терригенных карбонатов в пробе, ибо осадок в этом прослое слабокарбонатный. Более уверенной является датировка 9,8 тыс. лет, полученная выше по разрезу в пробе известкового ила. Граница голоцена, видимо, проходит на глубине около 50 см.

Сходный стратиграфический разрез вскрыт в колонках, взятых с абиссальной равнины вблизи Лионского континентального склона (C-16, C-18; [460], а также Vy-7935) (рис. 20, е). Величины возраста здесь также завышены, поскольку определения осуществлены в слабоизвестковых терригенных илах, доминирующих в разрезе и содержащих заметную примесь терригенных карбонатов. Граница голоцена располагается примерно на глубинах 50–100 см. Глубже всего она на C-16. Обращает внимание сравнительно высокий возраст слоя поверхностных осадков, мощность которого 4–10 см. Даже с учетом максимальных поправок (50%) он составляет около 1,5 тыс. лет. Получается, что скорости современного осадконакопления в этом районе довольно невелики и местами снижаются до > 3 см/1000 лет.

На перегибе Лионского шельфа (Vy-7931) по нашим радиоуглеродным определениям на поверхность дна выходят нижнеголоценовые алевроитовые отложения малой мощности.

В ряде мест нижней зоны Лионского и Прованского шельфа, судя по радиоуглеродным датировкам, обнажаются реликтовые крупно- и грубозернистые отложения верхнего вюрма [353, 284].

А л ь б о р а н с к о е м о р е. В колонках осадков длиной 3–8 м, взятых с Западно-Альборанской глубоководной впадины и ее бортов, судя по радиоуглеродным датировкам [305], вскрыт разрез голоцена и кровля верхнего вюрма (рис. 20, е). В некоторых колонках мощные интервалы (около 2–3 м) характеризуются почти одним возрастом (MP-92, MP-95). Они указывают на мгновенное осаждение осадочного материала турбидитами, — в одном случае в начале (MP-92), в другом (MP-95) — в конце голоцена.

Подобные особенности устанавливаются и в датированной нами колонке Vu-7937, где встречены две пары одинаковых датировок в верхней половине голоцена.

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ

Палеомагнитные исследования проведены в 16 колонках, отобранных из Критской впадины, восточной части Средиземного моря, Центральной и Тирренской впадин (рис. 8).

В разрезе осадков из Критской впадины длиной около 6 м (V-50 и V-58), возрастом 27 тыс. лет выявляется 8 существенных изменений магнитного наклоения, приходящиеся на следующие интервалы времени: 3–5 тыс. лет, 5–8, 8–9, 9–15, 15–17, 17–25, 25–26 тыс. лет [382].

Обратное намагничивание, соответствующее эпизоду Ла Шамп, предполагается в осадках возрастом более 8 тыс. лет.

В 10-метровом слое осадков из Восточно-Средиземноморского вала (RC-181) обнаружены четыре эпизода обратной полярности: Ла Шамп, Блейк, Ямайка, Левантин [419], причем эпизод Ла Шамп приходится на верхний сапропелевидный прослой, а Блейк — на интервал колонки, где залегает первая серия этих прослоев.

Из Центральной впадины исследованы 12 колонок осадков (M-3, -10, -11, -12, -14, -16, -17, -21), собранные в 17 рейсе нис "Метеор" [302]. В двух колонках мощностью 1,5–1,3 м из западной части Средиземноморского вала (M-14, M-17) на горизонте около 1,5 м выявлена обратная полярность, в связи с чем вышележащий слой сопоставлен с эпохой Брюнес. Изложенные в статье материалы не позволяют оценить, сколь правомерна такая интерпретация данных. Если она верна, то получаются очень низкие темпы седиментации в некоторых районах Средиземноморского вала (0,54 мм/за 1000 лет).

Палеомагнитные определения осуществлены также в колонках длиной до 2 м из Тирренской впадины (D-54, D-57, D-60), собранных нис "Дискавери" с подножия Неаполитанского склона [173]. В колонке D-54 выявлены заметные изменения магнитного наклоения. Коррелируя их с соответственными изменениями наклоения в датированных отложениях озера Виндермер (Англия), авторы получили, что 2-метровый слой представлен верхнеголоценовыми осадками, а скорости осадконакопления составляют 65–80 см/1000 лет.

ПРИНЦИПАЛЬНАЯ СХЕМА СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОСАДКОВ

Наиболее уверенное и детальное стратиграфическое расчленение средиземноморских верхнечетвертичных отложений осуществляется по характерным изменениям видового состава планктонных фораминифер. Выделенные горизонты надежно увязываются с классическими климато-стратиграфическими подразделениями позднего плейстоцена и голоцена. Сходные по объему стратиграфические горизонты, подгоризонты, слои выделяются по палинологическим данным, видовому составу и количественным изменениям бентосной макро- и микрофауны, планктонным моллюскам (птероподам), а также изотопным палеотемпературам. Однако увязка всех этих данных не всегда является простым делом. Сказанное в первую очередь касается корреляции не столь самих горизонтов, сколь их границ. В осадках Восточного и Центрального бассейнов эта задача решается с помощью маркирующих горизонтов, выраженных здесь достаточно хорошо. Наиболее важными среди них являются

прослой сапропелевидных илов, птероподового ила, а также и горизонты вулкано-генного стекла. Сложнее дело обстоит с разрезами Алжиро-Прованского бассейна, где подобных литологических маркеров нет. В Тирренской котловине маркирующими могут быть прослой вулканогенного пепла, однако их хронология и характерные особенности состава находятся еще в стадии изучения.

В верхнечетвертичных осадках Средиземного моря по данным фаунистических, палинологических исследований и радиоуглеродным датировкам выделяются голоценовый (0–11 тыс. лет назад), верхневюрмский (11–30 тыс. лет назад), средне-вюрмский (30–50 тыс. лет назад), нижневюрмский (50–60 тыс. лет назад), ресс-вюрмский (70–100 тыс. лет назад), верхне- и среднерисский горизонты [120, 121] (табл. 6) (рис. 21).

Голоценовый горизонт (0–11 тыс. лет назад). В Восточном бассейне преобладает комплекс планктонных фораминифер, представленный *Globigerinoides rubra*, *Globigerinoides sacculifer*, *Globigerinella aequilateralis*, *Globigerinoides rubra* (pink), а из птеропод — *Limacina inflata*, *Creseis acicula*, *Creseis conica*, *Styliola subula*, *Clio pyramidata*. В Алжиро-Прованском и Тирренском бассейнах доминирует комплекс, состоящий из *Globigerina digitata*, *Globigerinoides sacculifer*, *Globigerinella aequilateralis*, *Hastigerina pelagica* (редко), *Globorotalia hirsuta*, *Globorotalia menardii*, а также *Globigerinoides rubra*, *Globorotalia oscitans*, *Globorotalia truncatulinoides*.

В голоценовых осадках больше всего пыльцы субтропической растительности, в том числе и влажных субтропиков, хотя в отдельных прослоях заметную роль играет пыльца бореальной и суббореальной флоры.

Подожвой голоценового горизонта в Восточном и Центральном бассейнах чаще всего являются серые, синие, и темносерые илы, подстилающие прослой сапропелевидных илов. Они разнообразны по гранулометрическому составу, известковистости, но всегда характеризуются весьма низкими содержаниями органического вещества (0,3% C_{org} , и больше). Мощность этого прослоя небольшая и редко превышает десяток сантиметров. В его пределах фиксируются характерные для переходных климатических условий изменения палеотемператур поверхностных вод (данные фораминиферного анализа и изотопные определения), а также состава средиземноморской растительности (палинологические данные). Возраст подстилающих осадков, залегающих поблизости от этой границы, судя по нашим, а также зарубежным радиоуглеродным датировкам, равен от 11,4 до 13,6 тыс. лет назад.

В Тирренской и Алжиро-Прованской впадинах граница голоценового горизонта литологически выделяется слабо. В некоторых местах отмечается лишь небольшое возрастание содержания органического вещества, а в других — уменьшение примеси песчано-алевритового материала. Таким образом, положение подошвы голоценовых осадков с точностью можно определить лишь на основе детальных стратиграфических исследований. Граница голоценового горизонта в большинстве случаев определена с точностью около 5–10% от мощности осадков.

По результатам фораминиферного анализа разрез голоценовых отложений разделяется на слои по схеме Блитта-Сернандера: пребореальный, бореальный, атлантический, суббореальный, субатлантический, современный. В Южно-Адриатической впадине такие слои выделены по особенностям изменения микрофауны (планктонной и бентосной) и палинологическим данным, а в Северо-Эгейской и Мраморноморской впадинах — по спорово-пыльцевым спектрам. Следует, однако, отметить, что чаще всего эти слои литологически слабо выделяются. Лишь в Восточном и Центральном Адриатическом, Эгейском и Мраморноморском бассейнах, атлантическая фаза голоцена трассируется накоплением прослоя илов, обогащенных органическим веществом. Их возраст по радиоуглеродным датировкам 7–9 тыс. лет. Ярких литологических аналогов этого прослоя в других бассейнах не встречено.

Верхняя часть голоцена в перечисленных бассейнах маркируется маломощным прослоем птероподового ила, распространенным на огромной площади. Судя по радиоуглеродным датировкам вмещающих осадков, возраст его менее 5 тыс. лет и более 1,9 тыс. лет и тяготеет к 3 тыс. лет.

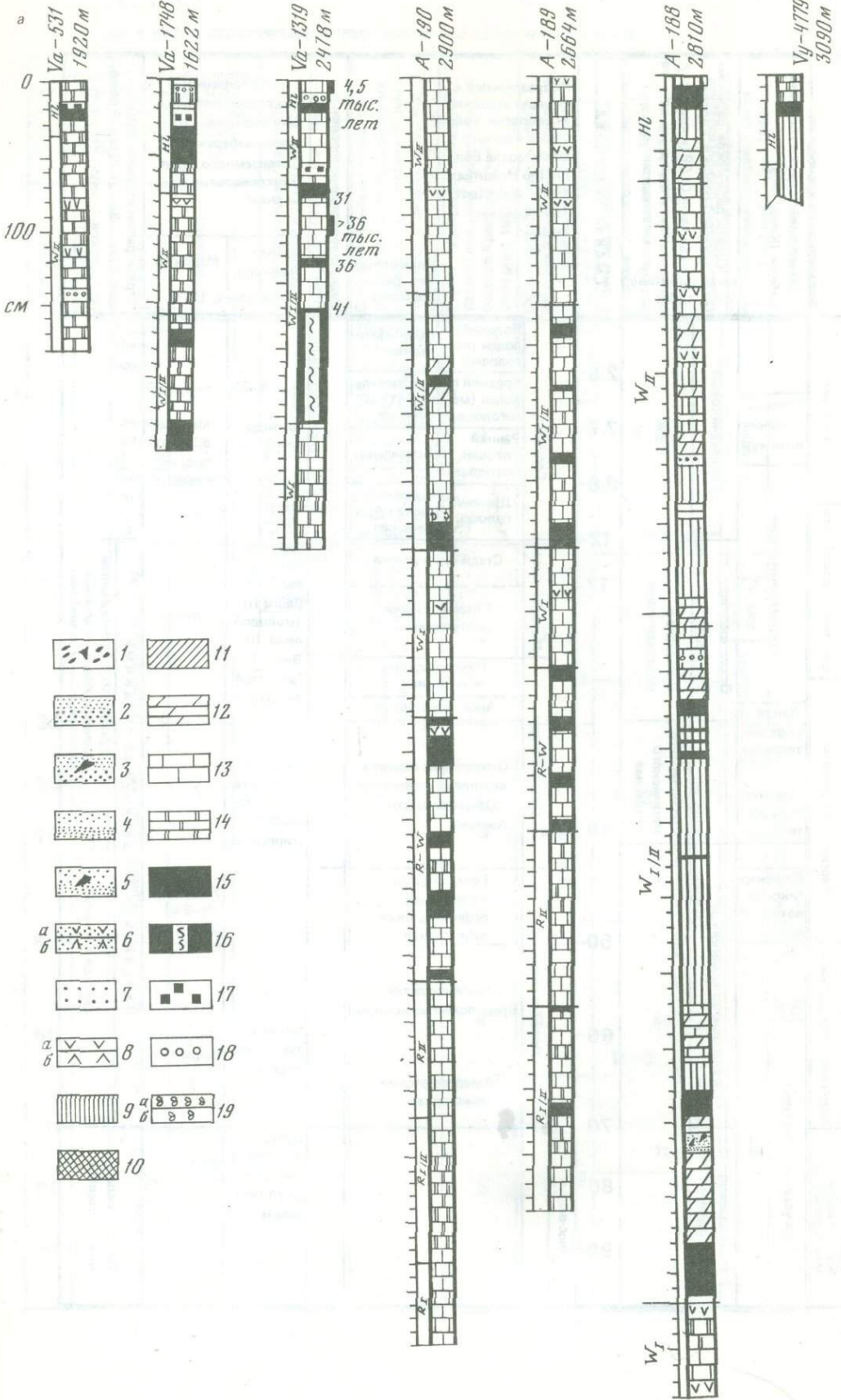
Отдельные части голоценового горизонта мало различаются литологически. Лишь в Восточном, Центральном бассейнах, Эгейской, Южно-Адриатической впадинах по литологическому составу отчетливо разбиваются на три неравноценных части: верх-

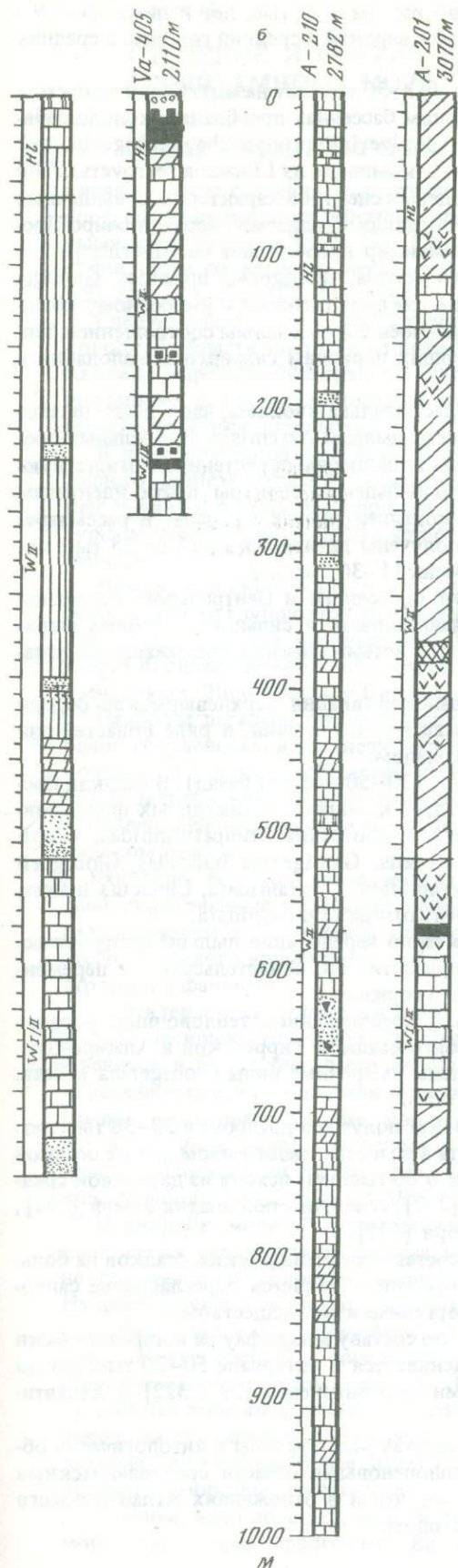
Таблица 6

Стратиграфия верхнечетвертичных отложений Средиземного моря

Хронология (тыс. лет)		Ярусы	Горизонты	Подгоризонты	Стратиграфические горизонты	Стратиграфические горизонты и радиоуглеродная геохронология глубоководных осадков Черного моря (модификация схемы А.Д. Архангельского и Н.М. Страхова)	Стратиграфические горизонты и радиоуглеродная геохронология осадков Красного моря (Berggren, 1967)	Стратиграфические горизонты осадков Атлантического океана и их абсолютная геохронология (Roschoit et al., 1961)	Стратиграфические горизонты осадков Тихого океана и их абсолютная геохронология (Ромакеевич, Безруков и др., 1966)	Стратиграфия и радиоуглеродная геохронология верхнечетвертичных отложений Северной части США (Голдтуэйт и др., 1968)				
0	7	Голоценовый (HL)	Верхнеголоценовый (HL-III)		7	Позднечерноморский (верхнеголоценовый)	3	I	I	Валдерс				
7			Среднеголоценовый (HL-II)								Древнечерноморский (среднеголоценовый)	7	I	I
11			Нижнеголоценовый (HL-I)	Верхний HL ₁ ² Нижний HL ₁							Поздненовоевксинский (нижнеголоценовый)			
15	20	Вормский (W)	Верхневормский (W II)		11	Верхневалльнский (трансгрессивный)	2	II-1	II-1	Поздний висконсин				
30				30							Ранненовоевксинский	26	II-1	Фамдейл
35	40	Средневормский (W _{I/II})			50	Верхневалльнский (трансгрессивный)	3	II-2	II-2	Средний висконсин				
50			50	Ранненовоевксинский							48	II-2	Альтон	
55	60	Нижневормский (W _I)			65	Верхневалльнский (трансгрессивный)	4	II-3	II-3	Ранний висконсин				
70			70	Ранненовоевксинский							75	II-3	Межстадиал Порт-Толбот	
75	80	Рисс-вормский (R-W)			80	Верхневалльнский (трансгрессивный)	5	III ⁷⁵	III	Сангамон				
85			85	Ранненовоевксинский							72	III	Межстадиал Сент-Пьер	
90										Межстадиал Плам-Пойнт и Судни				

Казанское межледниковье		Зырянское оледенение		Каргинский комплекс		Сартанское оледенение		Голоцен		Абсолютная геохронология верхнего плейстоцена и голоцена Сибири (Кинд, 1969)	
				Раннекаргинское потепление	Малохетское потепление	Липовское потепление	Максимальная стадия	Климатический оптимум			
				Калининский ледниковый	Три фазы климатического оптимума	Осташковский ледниковый	Последниковый				
				Древний вюрм	Средний вюрм	Молодой вюрм	5 фаз				
				Амерсфортовый межстадиал	Готтвейгский межстадиал лофштэдтский межстадиал	Падурфский межстадиал Арсинский межстадиал	4 стадии с межстадиалами				
				Вюрм-I (молодой лесс) I	Вюрм I-II (интерстадиал) неотиррен (тиррен III)	Вюрм II (молодой лесс) II					
				Рабат (18-20 м)	Ульжа (5-8 м) 50 тыс. лет назад	Солтан					
				Миккулинское межледниковье	Валдайское оледенение со стадиями	II верхнеплейстоценовое ледниковье III верхнеплейстоценовое ледниковье					
				Рабат (18-20 м)	Валдайское ледниковье						
				Эотиррен (тиррен II интергляциал ресс-вюрм)	Вюрм-I (молодой лесс) I	Вюрм II (молодой лесс) II					
				Пресолтан Вюрм-I	Вюрм I-II (интерстадиал) неотиррен (тиррен III)	Вюрм II (молодой лесс) II					
				Пост-Вюрм	Вюрм IV (молодой лесс) IV	Вюрм III (молодой лесс) III					
				Меллах 5,5-6,0 тыс. лет назад	Вюрм III (молодой лесс) III	Вюрм II (молодой лесс) II					
				Рабат	Вюрм II (молодой лесс) II	Вюрм I-II (интерстадиал) неотиррен (тиррен III)					
				Южная Франция	Вюрм I-II (интерстадиал) неотиррен (тиррен III)	Вюрм II (молодой лесс) II					
				Марокко	Вюрм I-II (интерстадиал) неотиррен (тиррен III)	Вюрм II (молодой лесс) II					
				(Choubert, 1965)	Вюрм I-II (интерстадиал) неотиррен (тиррен III)	Вюрм II (молодой лесс) II					
				Стратиграфические подразделения верхнечетвертичных отложений побережья Средиземного моря (геохронология примерная)	Вюрм I-II (интерстадиал) неотиррен (тиррен III)	Вюрм II (молодой лесс) II					
				Радиоуглеродные датировки тыс. лет.	Вюрм I-II (интерстадиал) неотиррен (тиррен III)	Вюрм II (молодой лесс) II					
				Климатические фазы голоцена	Вюрм I-II (интерстадиал) неотиррен (тиррен III)	Вюрм II (молодой лесс) II					
				Подразделение и радиоуглеродная хронология голоцена и верхнего плейстоцена Европы (по Нейштадт, 1965, Woldstedt, 1960) соответственно	Вюрм I-II (интерстадиал) неотиррен (тиррен III)	Вюрм II (молодой лесс) II					
				Тысяча лет назад	Вюрм I-II (интерстадиал) неотиррен (тиррен III)	Вюрм II (молодой лесс) II					
				0	Вюрм I-II (интерстадиал) неотиррен (тиррен III)	Вюрм II (молодой лесс) II					
				2.5	Вюрм I-II (интерстадиал) неотиррен (тиррен III)	Вюрм II (молодой лесс) II					
				7.7	Вюрм I-II (интерстадиал) неотиррен (тиррен III)	Вюрм II (молодой лесс) II					
				9.8	Вюрм I-II (интерстадиал) неотиррен (тиррен III)	Вюрм II (молодой лесс) II					
				12	Вюрм I-II (интерстадиал) неотиррен (тиррен III)	Вюрм II (молодой лесс) II					
				17	Вюрм I-II (интерстадиал) неотиррен (тиррен III)	Вюрм II (молодой лесс) II					
				40	Вюрм I-II (интерстадиал) неотиррен (тиррен III)	Вюрм II (молодой лесс) II					
				50	Вюрм I-II (интерстадиал) неотиррен (тиррен III)	Вюрм II (молодой лесс) II					
				60	Вюрм I-II (интерстадиал) неотиррен (тиррен III)	Вюрм II (молодой лесс) II					
				70	Вюрм I-II (интерстадиал) неотиррен (тиррен III)	Вюрм II (молодой лесс) II					
				80	Вюрм I-II (интерстадиал) неотиррен (тиррен III)	Вюрм II (молодой лесс) II					
				90	Вюрм I-II (интерстадиал) неотиррен (тиррен III)	Вюрм II (молодой лесс) II					





Р и с. 21. Характерные разрезы верхнечетвертичных осадков Средиземного моря

а) – Восточный бассейн, б) – Ажиро-Прованская впадина.

Литология: 1 – гравий с примесью обломков раковин; 2 – пески терригенные, мелкозернистые, бескарбонатные (<10% CaCO₃) и слабоизвестковые (10–30% CaCO₃) с градационной текстурой (турбидиты); 3 – пески разнозернистые органогенно-обломочные известковые и сильноизвестковые (30–50 и >50% CaCO₃) с градационной текстурой (турбидиты); 4 – алевроиты (крупные, мелкие) терригенные, бескарбонатные и слабоизвестковые с градационной текстурой (турбидиты); 5 – то же, но органогенно-обломочные известковые и сильно известковые; 6 – крупные и мелкие алевроиты вулканогенные, бескарбонатные и слабоизвестковые (туффитовые) с преобладанием: а – бесцветного, б – коричневого стекла; 7 – маломощные прослойки (ед. см. органогенно-обломочного алевроита); 8 – илы алевроито-пелитовые и мелкоалевритовые, вулканогенные, бескарбонатные, бескарбонатные и слабоизвестковые (туффитовые) с преобладанием: а – бесцветного, б – коричневатого вулканического стекла; 9 – илы пелитовые, алевроито-пелитовые, терригенные бескарбонатные (<10% CaCO₃), слабожелезистые (5–10% Fe); 10 – зеленоватые полуплотные и уплотненные илы, бескарбонатные и слабоизвестковые (селадонитовые); 11 – илы гетерогенные (органогенно-обломочные со значительной примесью пирокластического материала), пелитовые и алевроито-пелитовые, слабоизвестковые; 12 – илы органогенно-обломочные, пелитовые и алевроито-пелитовые, слабоизвестковые; 13 – илы фораминиферо-кокколитовые, пелитовые и алевроито-пелитовые, известковые; 14 – илы фораминиферо-кокколитовые, пелитовые и алевроито-пелитовые, сильноизвестковые; 15 – илы сапропелевидные (1,5–10% и более органического вещества), пелитовые и алевроито-пелитовые, от слабо до сильноизвестковых фораминиферо-кокколитовых, обогащенных птероподами; 16 – илы диатомово-сапропелевидные, слабокремнистые и кремнистые (10–30 и >30% O₂аморф); 17 – илы слабомарганцовистые (0,2–5%М) органогенно-обломочные, пелитовые и алевроито-пелитовые, известковые и сильноизвестковые; 18 – илы птероподовые; 19 – обогащенные фораминиферами: а – алевроиты, б – илы. Стратиграфические подразделения: А – по К.М. Шимкусу: Н1III, Н1II, Н1I – верхний, средний и нижний голоцен; WII, WI/II, WI – верхний, средний, нижний вюрм; R–W – ресс-вюрм; R1, R1/II – верхний, средний ресс. Цифры – радиоуглеродные датировки

нюю, возрастом 0–7 тыс. лет, среднюю, возрастом 7–9 тыс. лет и нижнюю – 9–11 тыс. лет (табл. 6). Верхняя часть объединяет верхний и средний голоцен, а средняя и нижняя – соответствует нижнему голоцену.

Верхневюрмский горизонт (11–30 тыс. лет назад). Среди планктонных фораминифер в Восточном и Центральном бассейнах преобладает холодолюбивый комплекс из *Globigerina pachyderma*, *Globigerina quinqueloba*, *Globigerina bulloides*, *Globorotalia scitula*, а среди птеропод – комплекс из *Limacina retroversa*, *Clio pyramidata* f. *pyramidata*. Для спорово-пыльцевых спектров характерны повышенные содержания пыльцы березы и *Artemisia*. В осадках Средиземноморья Алжиро-Прованского, Тирренского бассейнов из фораминифер преобладают *Globigerina pachyderma*, *Globigerina quinqueloba*, *Globorotalia scitula*, *Globigerina bulloides*, *Globigerina eggeri*, *Globigerina glutinata* (последние три вида тяготеют к умеренному комплексу). В разрезах наблюдается чередование слоев с изменчивым соотношением тепло- и холодноводных фораминифер, отвечающих периодам сильного похолодания и относительного потепления.

В спорово-пыльцевых спектрах преобладает пыльца хвойных, чаще всего пыльца обыкновенной сосны. Среди трав больше всего пыльцы *Artemisia*. В отдельных просях наблюдается заметная примесь пыльцы теплолюбивых растений, соответствующая относительным потеплениям. Спорово-пыльцевые спектры почти идентичны пыльцевым диаграммам верхневюрмских континентальных осадков. В рассматриваемой части стратиграфического разреза получены датировки от 13 до 28 тыс. лет и более, и она укладывается в интервал времени 11–30 тыс. лет.

Верхний юрм на значительной площади Восточного и Центрального бассейнов отличается преобладанием коричневатых известковых и сильноизвестковых фораминиферо-кокколитовых илов с низкими и весьма низкими содержаниями органического вещества.

В осадках Тирренской и Алжиро-Прованской впадин верхневюрмские осадки не обнаруживают резких отличий от окружающих отложений, в ряде областей они более обогащены песчано-алевритовым материалом.

Средневюрмский горизонт (30–50 тыс. лет назад). В осадках Восточного и Центрального бассейнов преобладает комплекс планктонных фораминифер, представленный *Globigerinoides rubra*, *Globorotalia truncatulinoides*, *Globigerinoides sacculifer*, *Globigerinella aeiurilateralis*, *Globigerina bulloides*, *Globigerinoides conglobata*, а из птеропод – *Clio pyramidata* f. *pyramidata*, *Limacina inflata*, *Diacria trispinosa*, *Creseis* sp., *Limacina trochiformis*, *Clio cuspidata*.

Для спорово-пыльцевых спектров характерно чередование пыльцы субтропической и суббореальной (бореальной) растительности. Это свидетельствует о переменном климате во время формирования данного горизонта.

Чередование прослоев с резким и слабым преобладанием тепловодных фораминифер выявлено в средневюрмском горизонте осадков Тирренской и Алжиро-Прованской впадин. Здесь широко распространены умеренные виды *Globigerina inflata*, *Globigerina eggeri*, *Globorotalia truncatulinoides*.

В верхней части средневюрмского горизонта получены датировки 30–38 тыс. лет. Нижняя граница средневюрмского горизонта в разрезах средиземноморских осадков не датирована. Ее возраст нами оценивается в 50 тыс. лет, исходя из датировок средневюрмских отложений Западной Европы [297], северного полушария Земли [322], Атлантического океана [407] и Красного моря [157].

Отличительной чертой литологического состава средневюрмских осадков на большей площади Восточного и Центрального бассейнов является переслаивание сапропелевидных илов с илами, весьма бедными органическим веществом.

Нижневюрмский горизонт по составу микрофауны и литологически сходен с верхневюрмским. Его возраст оценивается в интервале 50–70 тыс. лет по аналогии с соответствующими отложениями на континенте [297, 322] и Атлантическом океане [407].

Рисс-вюрмский ярус и по составу микрофауны и литологически обнаруживает заметные черты сходства с голоценовыми отчасти средневюрмскими отложениями. Его возрастные границы те же, что и в отложениях Атлантического океана, где они определены иониевым методом.

СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СРЕДИЗЕМНОГО МОРЯ

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗОВ

Главные черты строения четвертичной толщи отложений вскрывают многочисленные профили непрерывного сейсмопрофилирования, полученные советскими и зарубежными экспедициями (рис. 27). Сетью таких профилей покрыта вся площадь акватории, хотя детальность исследований весьма неравномерна [20, 63–66, 78, 81, 130, 354, 274, 275, 477, 295, 389].

Следует подчеркнуть, что четвертичные отложения на сеймопрофилях в глубоководной области почти не отличимы от подстилающих плиоценовых образований. Какие-то маркирующие границы удается провести лишь в местах пересечения этими профилями скважин глубоководного бурения нис "Гломар Челленджер". Эти пересечения являются опорными.

В периферической зоне всех бассейнов Средиземного моря разные части четвертичного разреза нередко лежат на так называемом "акустическом фундаменте", как правило, весьма разнородном по составу и возрасту слагающих пород. Структурным несогласием подошва четвертичных отложений маркируется в ряде областей шельфа.

Литологический состав всего разреза четвертичных отложений изучен редкой сетью скважин глубоководного бурения, которой охвачены основные мегаструктуры дна, глубоководные впадины всех бассейнов и Восточно-Средиземноморский вал. Разрез пройден также рядом скважин, пробуренных на шельфе: в Лионском заливе, авандельтах Эбро и Нила, у Ближневосточного побережья.

Наиболее детально литологически изучены верхнечетвертичные отложения, а особенно голоценовые и верхневюрмские. Они пройдены многочисленными трубчатыми колонками осадков, собранных на всей площади акватории советскими и зарубежными экспедициями. Более глубокие горизонты верхнего плейстоцена (до рисса) пройдены небольшим числом колонок на Восточно-Средиземноморском валу и Эллинском желобе.

Как будет показано далее, четвертичные отложения в Средиземном море испытывают существенные колебания в мощности и отличаются заметным литологическим разнообразием и фациальной неоднородностью. Это отмечается во всех бассейнах этого огромного водоема, причем каждый из них выделяется своими особенностями строения и фациями.

Характеристика отложений нами приводится по классификации П.Л. Безрукова и А.П. Лисицына (6) (табл. 7). Она отличается от схемы Ревелла в модификации Арениуса и Олауссона, часто используемой зарубежными учеными [377], а также классификации, применяемой при описании кернов глубоководного бурения [308]. Правда, некоторые понятия, широко распространенные в зарубежной литературе, в той или иной мере нами используются, в частности, турбидиты, контуриты, нанолы. Литологический состав осадков определен на основе большого объема аналитических работ (табл. 2, рис. 22, 58, 78, 81).

Мраморное море. В Мраморноморской глубоководной впадине нами изучена лишь самая верхняя часть разреза верхнечетвертичных отложений, здесь полностью не пройден слой голоцена, мощность которого превышает 2 м (Шимкус, 1975). На дне впадины и ее бортах распространены терригенные илы, бескарбонатные и слабикарбонатные с умеренными содержаниями органического вещества. Единичный прослой, тяготеющий к низам голоцена, обнаруживает относительное обогащение органическим веществом (рис. 23). Турбидиты в голоцене широкого развития не получили. По записям слоистости на эхолентах отражающие границы, соответствующие прослоям турбидитов, прослежены глубже вскрытого трубками слоя голоценовых осадков (до глубины более 30 м) и являются отложениями верхнего вюрма и более древних ледниковых горизонтов.

В целом, надо полагать, весь разрез верхнечетвертичных отложений в Мраморном море существенно терригенный. Вполне вероятно относительное обогащение органи-

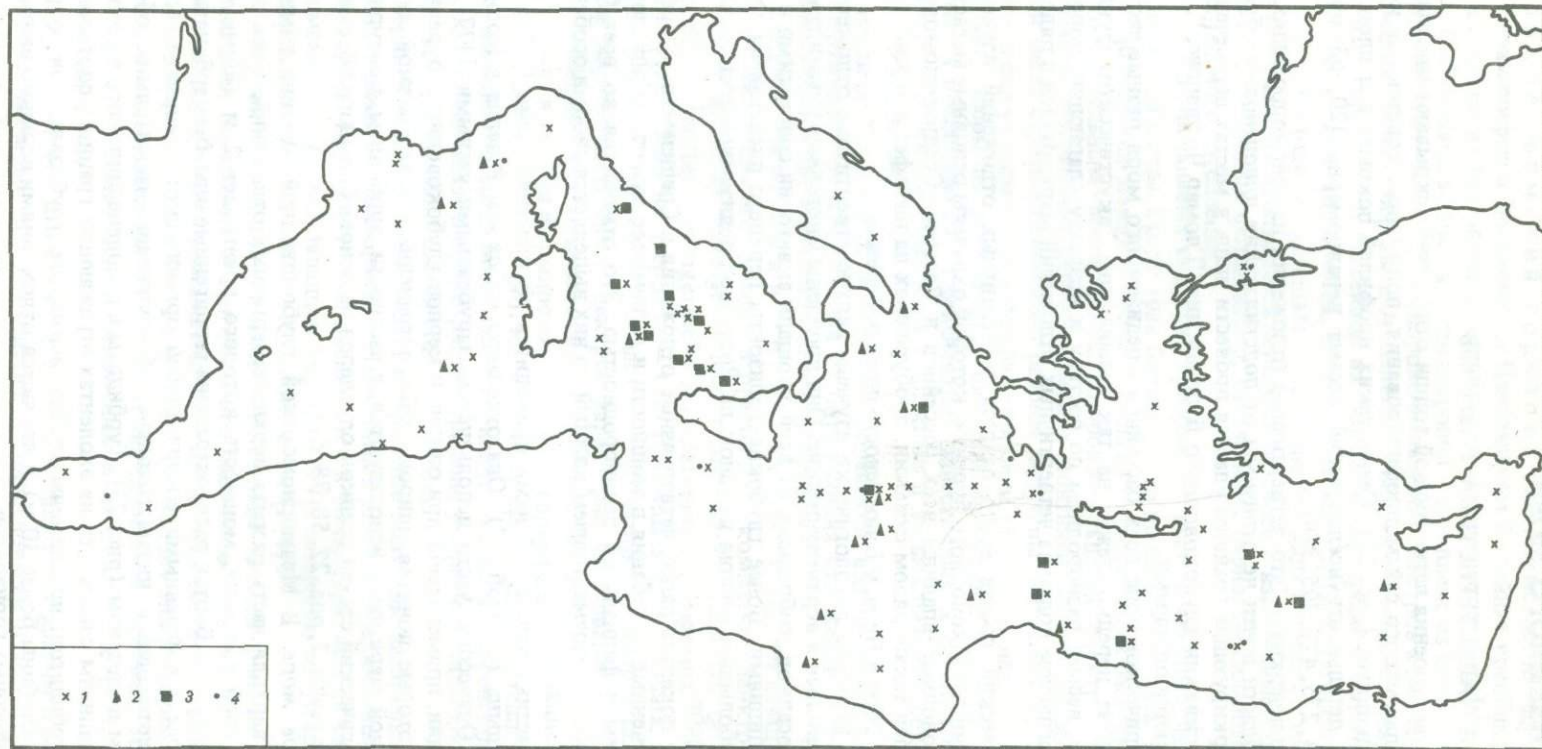
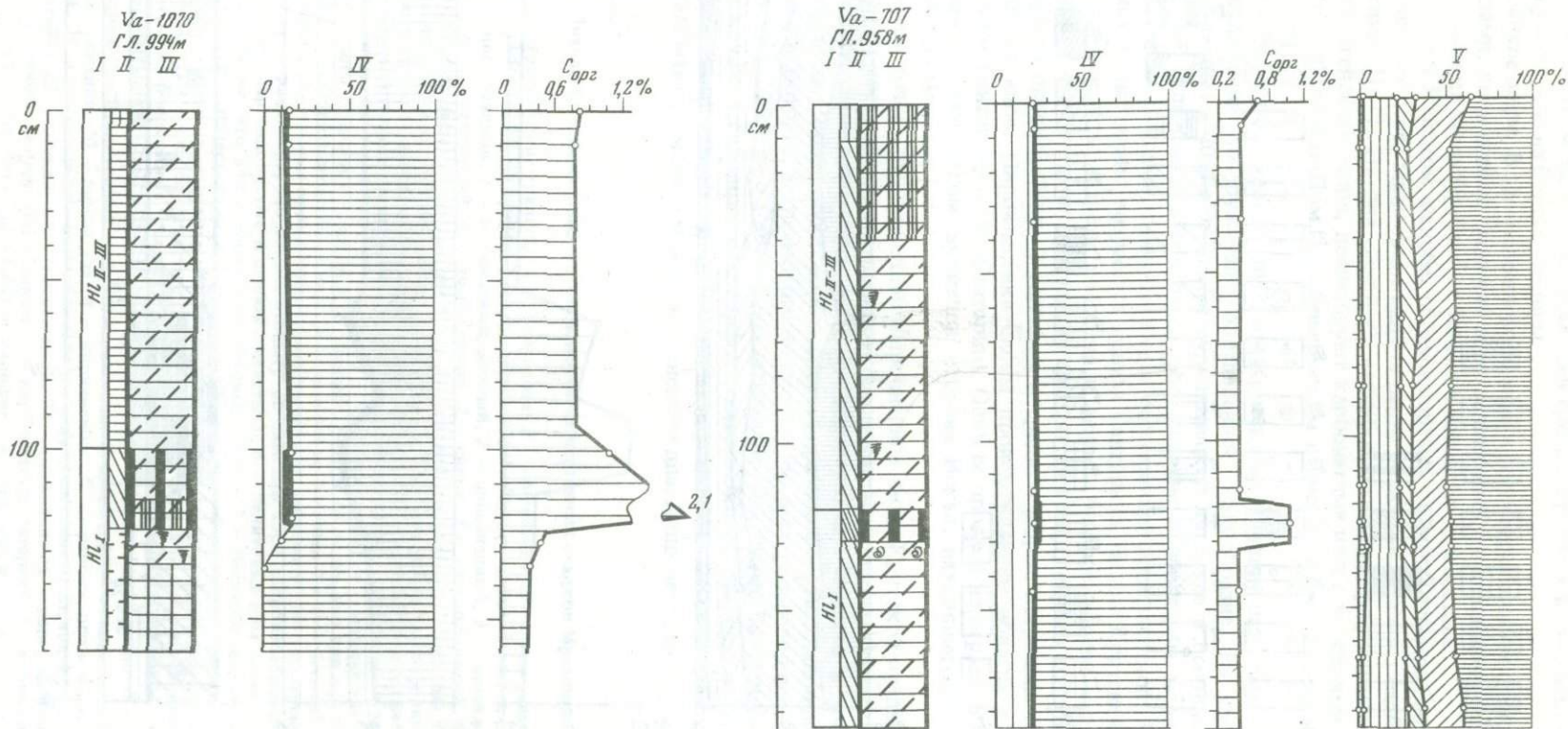


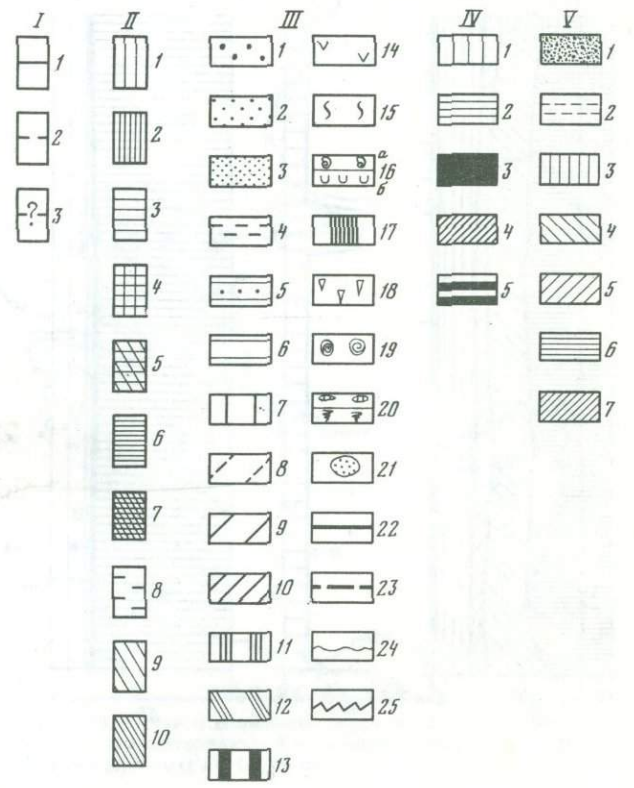
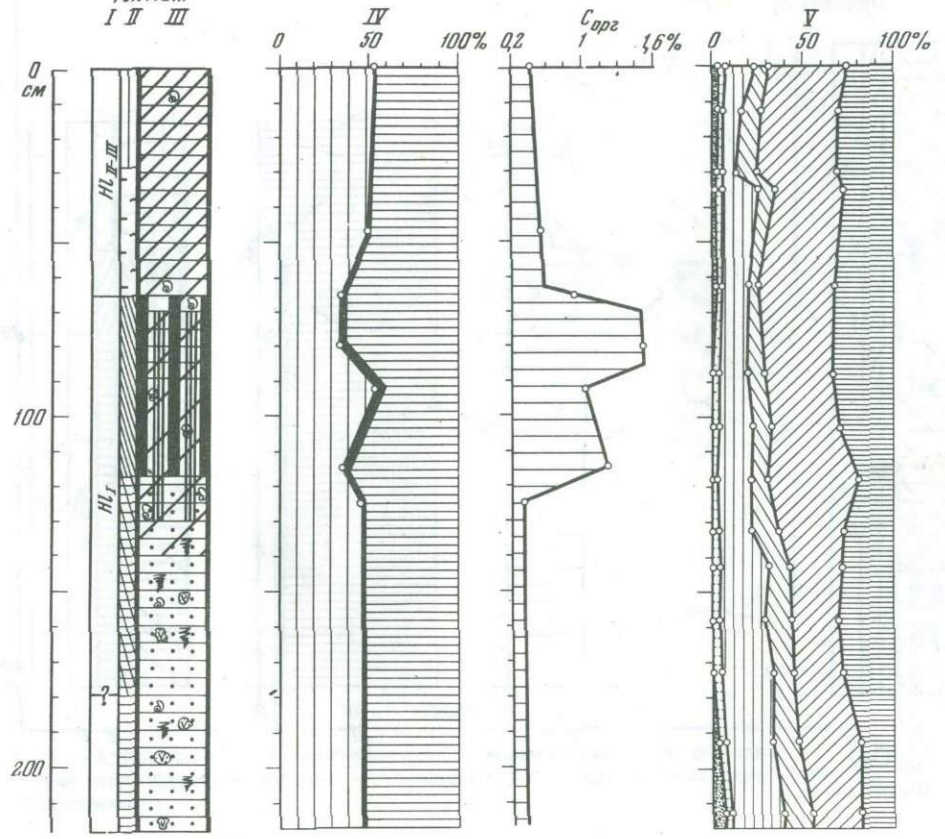
Рис. 22. Изученность гранулометрического минералогического состава и физических свойств колонок верхнечетвертичных осадков (советские исследования)

1 — гранулометрический состав и влажность осадков; 2 — минералогический состав алевритового материала; 3 — минералогия глинистого материала; 4 — объемный вес. Номера станций на рис. 1



Р и с. 23 (начало)

Va-517
г.п. 718м
I II III



ческим веществом единичных прослоев средневьюрмских и ресс-вьюрмских осадков, в первую очередь на бортах впадины.

Эгейское море. В этом сложном по морфоструктуре бассейне с многочисленными островами, подводными банками и разделяющими их впадинами, верхнечетвертичные отложения характеризуются большой изменчивостью состава.

В Северо-Эгейском желобе, образовавшемся на месте глубинного разлома, простиравшегося через Мраморное море и далее на восток, осадки сходны с мраморно-морскими [121]. На дне одной из неглубоких впадин, расположенных в средней области Эгейского моря, доминируют карбонатные илы с прослоями сапропелевидных илов в голоценовом, средневьюрмском и ресс-вьюрмском горизонтах (рис. 23) [121, 370].

В наиболее обширной и глубокой Критской котловине разрезы верхнечетвертичных отложений обнаруживают определенное разнообразие. На северном борту, примыкающем к Южно-Эгейскому вулканической дуге, где в основном изучены голоценовые отложения, характерно переслаивание карбонатных илов с прослоями чистой тефры и илами, обогащенными рассеянной пирокластикой. Примесь пирокластики существенно возрастает вблизи Санторина. На дне Критской впадины, где трубками вскрыты разрезы голоцена и вюрма, распространены карбонатные илы с тефрой и турбидитами. Последние состоят из гетерогенного материала или переложенной пирокластики. В голоцене и среднем вюрме встречены прослои сапропелевидных илов. Пирокластика своим происхождением обязана в основном извержениям Санторина и Пра-Санторина. Один ее прослой из верхнего вюрма сложен эруптивным материалом вулканов острова Искья, находящегося в Тирренском море вблизи Неаполя [315].

В одной точке глубоководной выровненной части Критской впадины скважиной 378 вскрыт весь разрез плейстоценовых осадков мощностью 131 м (рис. 26) [309]. В ней опробованы отложения биозоны *Pseudoemiliana lacunosa* и отчасти *Gephyrocapsa oceanica*. Доминируют карбонатные фораминиферовые наноилы темносерого цвета, среди которых встречено несколько прослоев сапропелевидных илов.

Восточный бассейн и Центральная котловина. Восточный бассейн выделяется развитием крупных субширотных морфоструктур: Эллинской системы впадин, Восточно-Средиземноморского вала, Левантйской впадины — с весьма резким морфологическим макро-, мезо- и микрорасчленением дна. Лишь небольшие участки глубоко-

Р и с. 23. Литология характерных колонок верхнечетвертичных осадков Мраморного и Эгейского морей

I — стратиграфические границы: 1 — уверенная, 2 — примерная, 3 — сомнительная; стратиграфические горизонты: *Нп* — голоцен, *Wп* — верхний вюрм, *W1/п* — средний вюрм, *W1* — нижний вюрм; *П* — цвет осадков: 1 — коричневый, желтый, 2 — шоколадный, 3 — серый, 4 — коричнево-серый, 5 — зеленовато-серый, 6 — темно-серый, 7 — синий, 8 — светло-зеленый, 9 — темно-зеленый; *III* — литологический состав осадков: 1 — гравий, галька, 2 — пески без подразделения, но чаще мелкозернистые (в сочетании со знаками 7, 8 — бескарбонатные терригенные и слабоизвестковые органогенно-обломочные, а со знаками 9, 10 — известковые органогенно-обломочные и сильноизвестковые органогенные), 3 — крупные алевриты (сочетание со знаками 7–10 — то же, что для песков; сочетание со знаком 14 — вулканогенные), 4 — мелкие алевриты и мелкоалевритовые илы (значения сочетаний со знаками 7–10 и 14 те же, что для крупных алевритов и песков), 5 — алеврито-пелитовые илы (в сочетании со знаками 7 и 8 — бескарбонатные терригенные и слабоизвестковые органогенно-обломочные, а со знаками 9, 10 — известковые и сильноизвестковые фораминиферо-кокколитовые; со знаками 13 — сапропелевидные; со знаками 11, 12 — слабоарганцистые и слабожелезистые), 6 — пелитовые илы (сочетание со знаками 7–10, 13 — то же, что для алеврито-пелитовых илов), 7 — бескарбонатные осадки (<10% CaCO_3), 8 — слабоизвестковые осадки (10–30% CaCO_3), 9 — известковые осадки (30–50% CaCO_3), 10 — сильноизвестковые осадки (>50% CaCO_3), 11 — слабоарганцистые осадки (0,2–5,0% *Mn*), 12 — слабожелезистые осадки (5–10% *Fe*), 13 — сапропелевидные илы (1–10% *S_{орг}*), 14 — вулканогенные осадки, 15 — диатомовый ил (слабокремнистый и кремнистый 10–30% и >30% SiO_2 аморф), 16 — обогащение илов: а — фораминиферами, б — птероподами; 17 — плотные "селадонитовые" илы, 18 — раковинный детрит, 19 — глинисто-известковые и известковые стяжения, 20 — линзы ила: а — коричневого, б — темно-серого и черного (гидротролитового), 21 — линзы органогенно-обломочного и вулканогенного алеврита; 22–24 — границы напластования: 22 — резкая, 23 — постепенная, 24 — неровная, 25 — перерыв в осадконакоплении; *IV* — основные компоненты осадков: 1 — карбонатный материал, 2 — силикатный материал, 3 — органическое вещество (*S_{орг}*×1,82) и аморфный кремнезем, 4 — MgCO_3 , 5 — SiO_2 аморф; 6 — уверенная; *V* — гранулометрический состав осадков (фракции в мм): 1 — >0,1, 2 — 0,1–0,05, 3 — 0,05–0,01, 4 — 0,01–0,005, 5 — 0,005–0,001, 6 — <0,001, 7 — <0,01

Таблица 7

Типы глубоководных четвертичных осадков Средиземного моря

Генетическая группа	Вещественно-генетические и гранулометрические типы
I. Терригенная (50–70% терригенного материала)	Бескарбонатные, слабоизвестковые и известковые (< 10; 10–30; 30–50% CaCO ₃) обломочные песчано-гравийно-галечные отложения, пески (крупно-, средне-, мелкозернистые), алевроиты (крупные, мелкие), алевроитово-глинистые и глинистые илы Бескарбонатные и слабоизвестковые (< 10; 10–30% CaCO ₃) слабожелезистые (5–10% Fe); алевроиты (мелкие, крупные), а также алевроитово-глинистые и глинистые илы Бескарбонатные и слабоизвестковые слабомарганцовистые (0,2–5,0% Mn), сапропелевидные (0,8–1,5% C _{орг} ; 1,5–3,0% органического вещества), алевроитово-глинистые и глинистые илы Слабоизвестковые и известковые эоловые мелкие алевроиты и алевроитово-глинистые илы
II. Биогенно-терригенная (30–50% биогенного материала)	Известковые органогенно-обломочные пески (крупно-, средне-, мелкозернистые), алевроиты (крупные, мелкие), алевроитово-пелитовые и пелитовые органогенно-обломочные илы Известковые сапропелевидные (1,8–5,0% C _{орг} или 1,5–10% органического вещества) мелкоалевритовые, алевроитово-пелитовые и пелитовые органогенно-обломочные илы, известковые слабофосфатные (0,22–5,0 P) пелитовые илы; известковые слабомарганцовистые (0,2–5,0% Mn) илы
III. Биогенная (> 50% биогенного материала)	Сильноизвестковые органогенные (фораминиферово-птероподовые, фораминиферовые, раковинные) пески (крупно-, средне-, мелкозернистые), алевроиты (крупные, мелкие) Сильноизвестковые фораминиферово-кокколитовые, фораминиферово-птероподовые, пелитовые и алевроитово-пелитовые илы; сильноизвестковые, слабомарганцовистые (0,2–5,0% Mn) илы Сильноизвестковые сапропелевидные (1,5–10% органического вещества) фораминиферово-птероподово-кокколитовые мелкоалевритовые, алевроитово-пелитовые, пелитовые илы Сапропелевидные слабокремнистые и кремнистые (10–30, 30–50% SiO ₂ аморф) радиоляриево-диатомовые пелитовые илы
IV. Пирокластическая (> 50% вулканогенного материала)	Бескарбонатные вулканические алевроиты (крупные, мелкие) витрокластические, кристалло-кластические, литокристалло-кластические Бескарбонатные слабофосфатные (0,22–5,0% P) вулканические алевроиты (крупные, мелкие), бескарбонатные слабожелезистые (5–10% Fe) и слабомарганцовистые (0,2–5,0%) вулканические алевроиты
V. Туффитовая (30–50% пирокластического материала)	Слабоизвестковые (10–30% CaCO ₃) и известковые (30–50% CaCO ₃) туффитовые пески, алевроиты (крупные, мелкие) и алевроитово-пелитовые илы
VI. Хемогенная	Глинисто-известковые корки и стяжения (80% CaCO ₃)
VII. Гетерогенная	Слабоизвестковые (10–30% CaCO ₃) алевроитово-пелитовые и пелитовые илы органогенно-обломочные с пирокластикой, глауконитовые илы

водных впадин и тектонических трещин аккумулятивно выровнены. Наиболее обширные пространства осадками выровнены в Левантийской и Финикийской впадинах. Свообразно строение континентального склона: наиболее крут и резко изрезан склон Крито-Родосской островной дуги, обрывист Ближневосточный склон. Весьма неоднороден морфологически африканский склон. На большом протяжении он отличается заметной крутизной и изрезанностью, а ширина изменчива. Принильский участок склона наиболее широкий и пологий.

Каждая из отмеченных морфоструктурных зон и областей выделяется составом и строением разреза четвертичных осадков (рис. 24, 25, 26), сама по себе характеризуясь определенной литологической неоднородностью. Особенно отчетливо это прослеживается по фациям верхнечетвертичных отложений (рис. 24, 25, 26, 27, 28, 29 (вкл.), 30, 31, 32 (вкл.), 33 (вкл.)).

Судя по нашим [120, 121] и зарубежным данным [377, 378, 333, 450, 257] на Принильском континентальном склоне в подводных долинах доминируют терри-

генные, а на водораздельных участках напротив развилки рукавов Нила — биогенные осадки. Существуют переходные области, где те и другие осадки переслаиваются. В большинстве мест голоценовые, средневюрмские и ресс-вюрмские осадки содержат прослой сапропелевидных илов.

У подножия склона во всем разрезе плейстоцена широко развиты терригенные турбидиты. Об этом свидетельствуют многочисленные колонки осадков, отобранные трубками, а также скважина 131, пробуренная нис "Гломар Челленджер" [308] (рис. 26). В разрезе мощностью 272 м и представленном большей частью биозоной *Pseudoemiliana lacunosa* прослой терригенных турбидитов достигают 200–300 см, причем они состоят главным образом из песчаноалевритового материала. Известковые и сильноизвестковые кокколитовые и фораминиферо-кокколитовые играют резко подчиненную роль, образуя редкие маломощные (до 10 м) прослой.

В Левантийской впадине разрез верхнечетвертичных осадков неоднороден [120, 121, 257, 377, 450]. В крайней юго-западной области доминируют тонкодисперсные карбонатные илы. Срединная ее область характеризуется переслаиванием мощных слоев терригенных турбидитов с прослоями фораминиферо-кокколитовых или целиком кокколитовых илов. Турбидитами особенно обогащены разрезы верхнего и нижнего вюрма, сформировавшиеся в условиях глубокой регрессии Средиземного моря. Общая мощность верхнечетвертичных отложений здесь превышает 20 м.

В северо-восточной области Левантийской впадины наблюдается переслаивание прослоев биогенных и терригенных илов сходной мощности. В голоцене, среднем вюрме и ресс-вюрме развиты серии прослоев сапропелевидных илов.

На северном борту Левантийской впадины, одновременно являющемся южным склоном Восточно-Средиземноморского вала в толще верхнечетвертичных отложений терригенные илы получили небольшое распространение, и весь разрез мощностью около 6 м представлен переслаивающимися карбонатными и высококарбонатными илами [377]. Это подтверждается и данными глубоководного бурения (скв. 130 и 130А) [308] (рис. 26). В верхнем слое мощностью 14 м, относящемся к биозоне *Emiliana huxleyi*, доминируют слоистые пластичные известковые илы, окрашенные в желтовато-коричневый и зеленовато-серые цвета. Встречены прослой сапропелевидных илов и единичные горизонты вулканического стекла.

Глубже по разрезу, уже в пределах биозоны *Gephyrocapsa oceanica* появляются частые прослой терригенных осадков. В верхней части этой биозоны (14–80 м) встречаются и прослой сапропелевидных илов. Широкое развитие терригенных турбидитов отмечено глубже 80 м. Мощность терригенных песчано-алевритовых отложений здесь достигает чаще всего до 10 см, а илистых — от 10 до 300 см. Мощности прослоев биогенных карбонатных илов колеблются в широких пределах от 10 до 500 см, повышаясь внизу биозоны *Gephyrocapsa oceanica*.

На Восточно-Средиземноморском валу, где мощность верхнечетвертичных отложений наименьшая (6–7 м), основная часть разреза сложена переслаивающимися известковыми и сильноизвестковыми, в основном фораминиферо-кокколитовыми, илами, бедными органическим веществом ($<0,3\% C_{org}$), окрашенными в разные тона коричневого цвета. В голоцене, среднем вюрме, ресс-вюрме здесь встречаются маломощные прослой сапропелевидных илов, число которых варьирует. Резко подчиненную роль играет песчано-алевритовый материал, образуя редкие прослойки малой мощности (несколько сантиметров). Единичны прослой фораминиферо-птероподового и птероподового ила.

Высококарбонатные илы доминируют на Центральном плато.

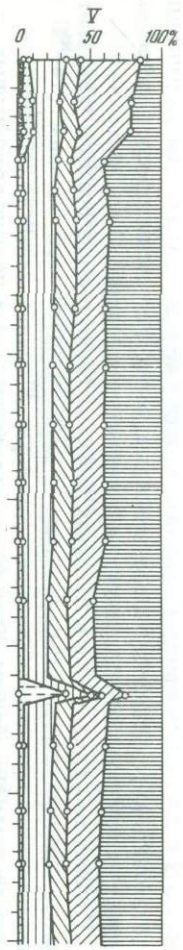
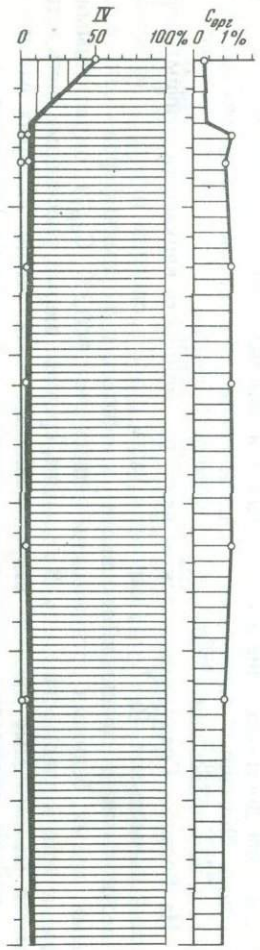
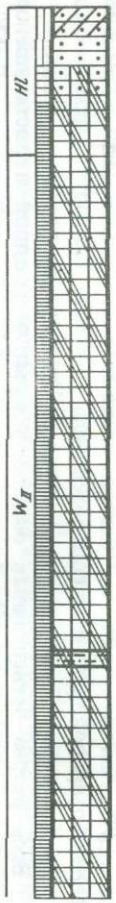
Весь разрез четвертичных осадков вскрыт в западной и восточной областях вала скважинами глубоководного бурения нис "Гломар Челленджер" [308, 309] (рис. 26).

Отложения биозоны *Emiliana huxleyi*, мощность которых здесь составляет около 15 м, представлены пластичными бледно-коричневыми (разных оттенков), светло-серыми, белыми известковыми илами с прослоями сильноизвестковых фораминиферо-кокколитовых илов. На интервале 2–5 м встречено 8 прослоев сапропелевидных илов.

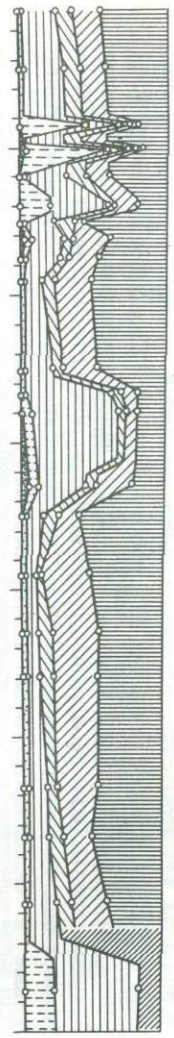
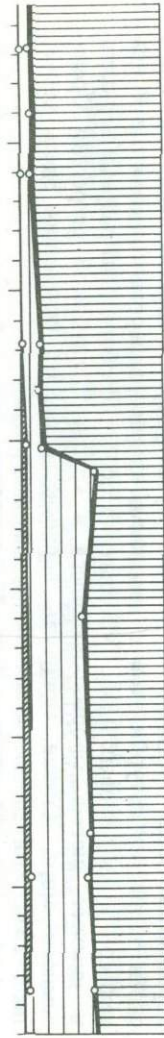
Сходного состава и разрез биозоны *Gephyrocapsa oceanica* (15–26 м). Здесь доминируют коричневые, светло-серые, бледно-зеленоватые известковые илы с прослоя-

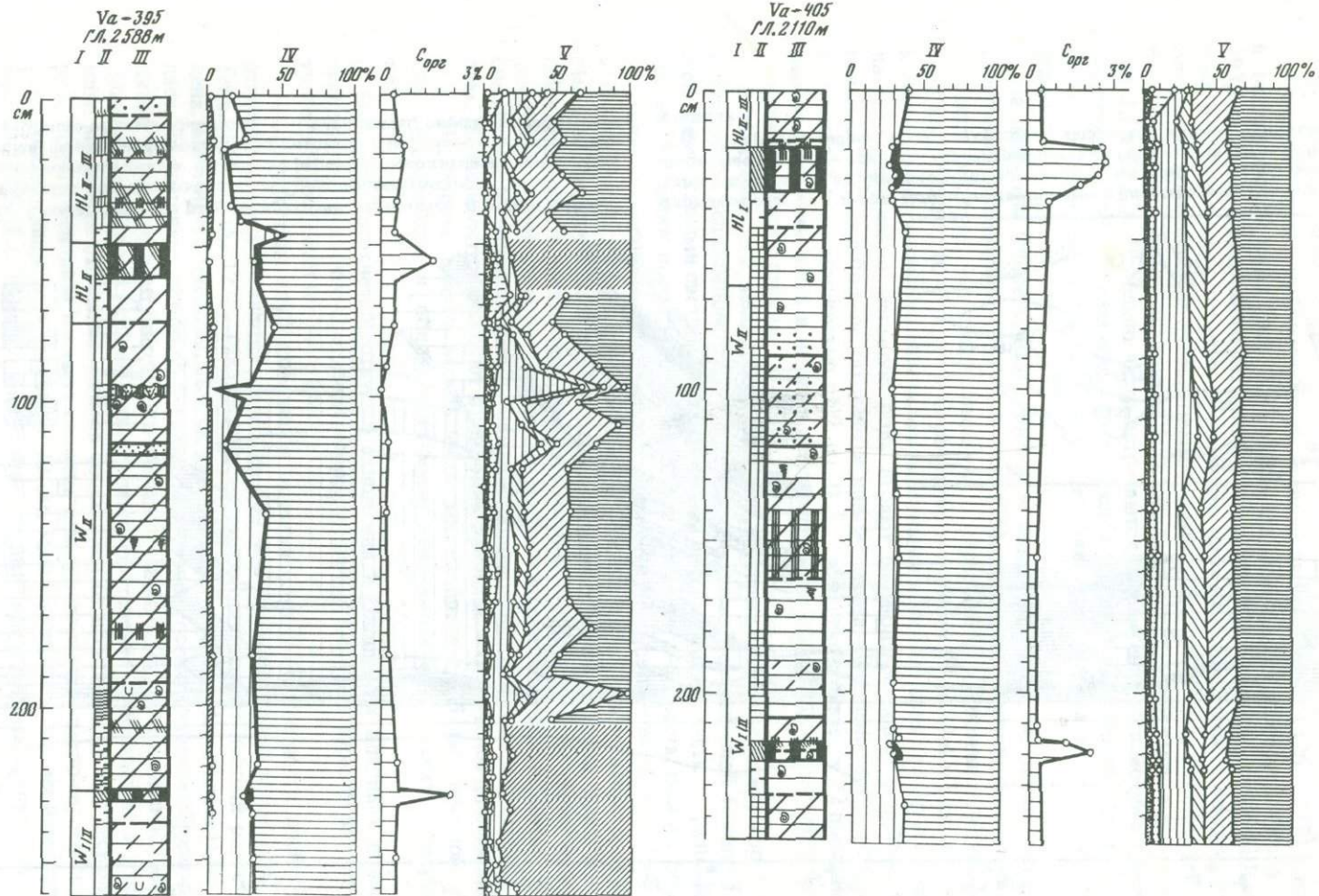
Vy-4779
ГЛ. 3090м
I II III

0
CM
100
200
300



400
500
600





Р и с. 24. Литология характерных колонок верхнечетвертичных осадков
 Приильской области
 Условные обозначения см. рис. 23

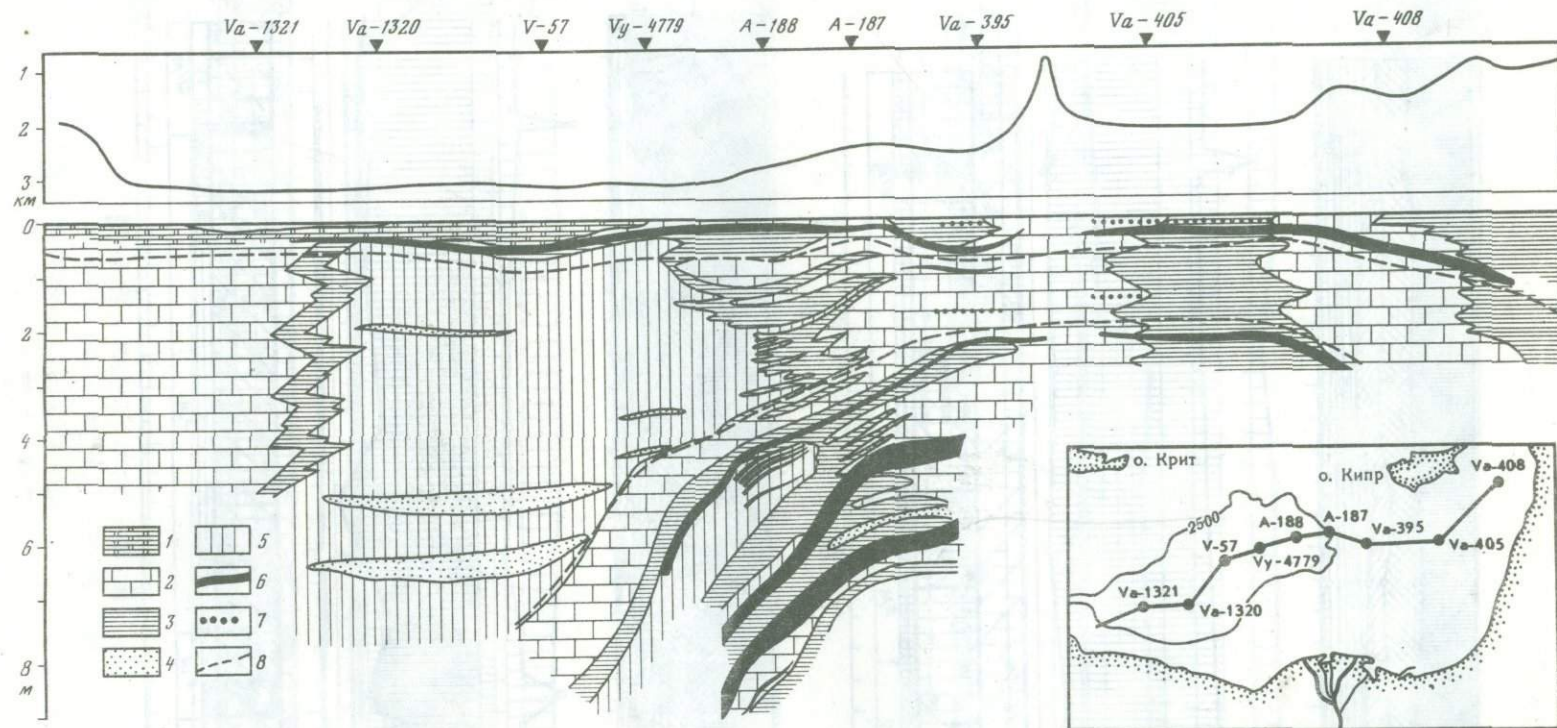


Рис. 25. Схематический разрез верхнечетвертичных осадков Левантской впадины Восточного бассейна Средиземного моря

1 — сильноизвестковые фораминиферо-кокколитовые илы; 2 — известковые фораминиферо-кокколитовые илы; 3 — слабоизвестковые органогенно-обломочные илы; 4 — турбидиты, песчано-алевритовые

терригенные; 5 — терригенные бескарбонатные слабожелезистые илы; 6 — сапропелевидные слабоизвестковые, известковые илы; 7 — слабомарганцовистые илы; 8 — границы стратиграфических горизонтов: НI — голоцен, W_{II} — верхний вюрм, W_{I/II} — средний вюрм. На врезке — положение станций

ми сильно известковых илов. В нижней части этой биозоны получили распространение прослой сапропелевидных илов с "хлебной" текстурой.

Слоистые, главным образом сильноизвестковые, илы (55–82% CaCO_3) коричневого, зеленоватого и зеленовато-желтого цвета характеризуют разрез биозоны *Pseudoemiliana lacunosa* (26–35 м).

Недалеко от вышерассмотренного района две скважины (126 и 377) пробурены в тектонической щели [рис. 26]. Мощность плейстоцена здесь меняется от 100 до 193,4 м, т.е. и в несколько раз больше, чем в скв. 125. Биозоны *Pseudoemiliana lacunosa* и *Gephyrocapsa oceanica* в основном сложены слоистыми зеленовато-серыми, серыми и коричневыми известковыми илами, содержащими существенную примесь фораминифер и нанопланктона. Среди них залегают прослой сапропелевидных илов (до 3,7% $\text{C}_{\text{орг}}$). Довольно часто встречаются органогенно-обломочные турбидиты и контуриты. Внизу разреза единичные прослой состоят из обломков пород. Отдельные обломки встречаются также в илах. Верхняя часть разреза в скважинах не опробована.

На поднятии Флоренс, находящемся к западу от Кипра, мощность четвертичных отложений минимальна (38,4 м в скв. 376). В разрезе отсутствует биозона *Pseudoemiliana lacunosa*, что свидетельствует о перерыве в осадконакоплении. Биозоны *Emiliana huxleyi* (0–7,5 м) и *Gephyrocapsa oceanica* (7,5–38,4 м) сложены известковыми (мергелистыми) илами, окрашенными в разные тона серого и коричневого цвета. Существенно меньшую роль играют сильноизвестковые фораминиферные наноилы, которые больше тяготеют к низам разреза. Довольно часты прослой сапропелевидных илов мощностью от 2 до 40 см (всего насчитывается 22 прослоя), которые не встречены лишь в нижнем десятиметровом слое. Редки прослойки бесцветного вулканического стекла.

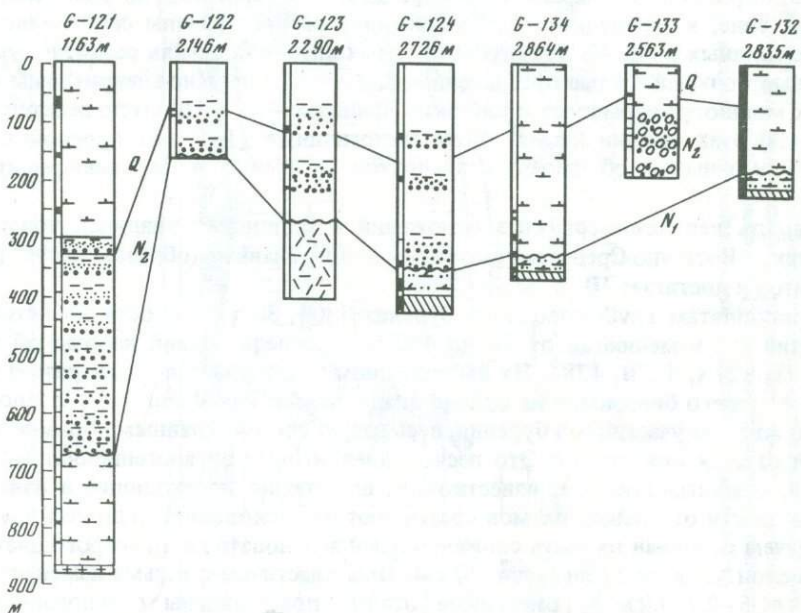
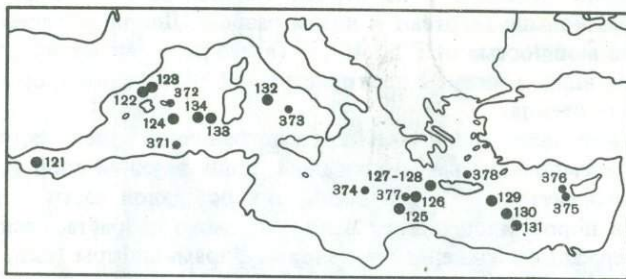
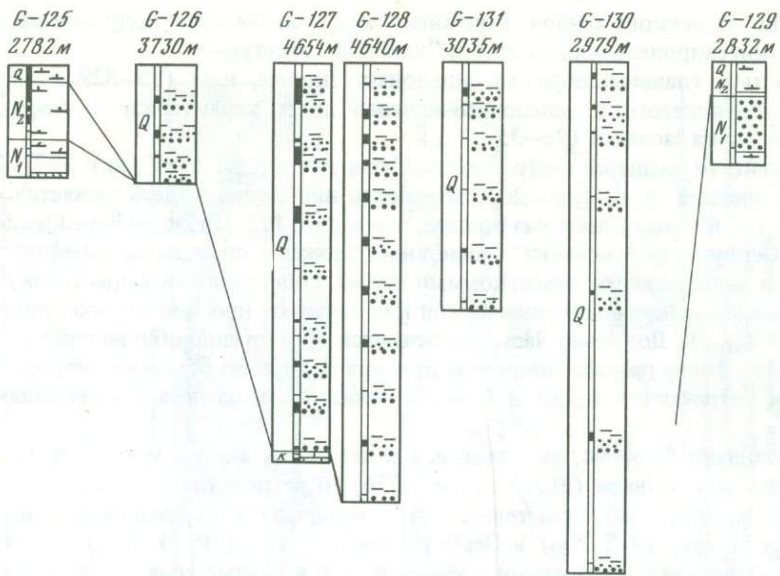
В тектонической щели, расположенной в пограничной зоне между горой Страбон и Восточно-Средиземноморским макровалом, лишь верхний слой (около 1 м) сложен известковыми светло-желтыми илами, а в остальной части – разнообразного состава обломки пород миоценового и плиоценового возраста, пески с обломками песчаников, содержащие позднеплейстоценовые фораминиферы (скв. 129в).

В зоне Эллинских впадин доминируют бедные органическим веществом карбонатные илы, окрашенные в разные тона коричневого и серого цвета. Здесь как и в предыдущей зоне, в межледниковых отложениях распространены серии маломощных сапропелевидных илов. На дне глубоководных впадин получили развитие турбидиты, сложенные большей частью органогенно-обломочным песчано-алевритовым материалом. Их мощности варьируют в широких пределах – от 5–10 см до нескольких метров. На бортах впадин весьма часты маломощные (1–5 см) прослойки органогенно-обломочных и обломочных алевритов, особенно в верхнеюрмских осадках.

Мощность верхнечетвертичных отложений в Эллинских впадинах повышена по сравнению с Восточно-Средиземноморским валом главным образом за счет развития турбидитов и достигает 10–11 м.

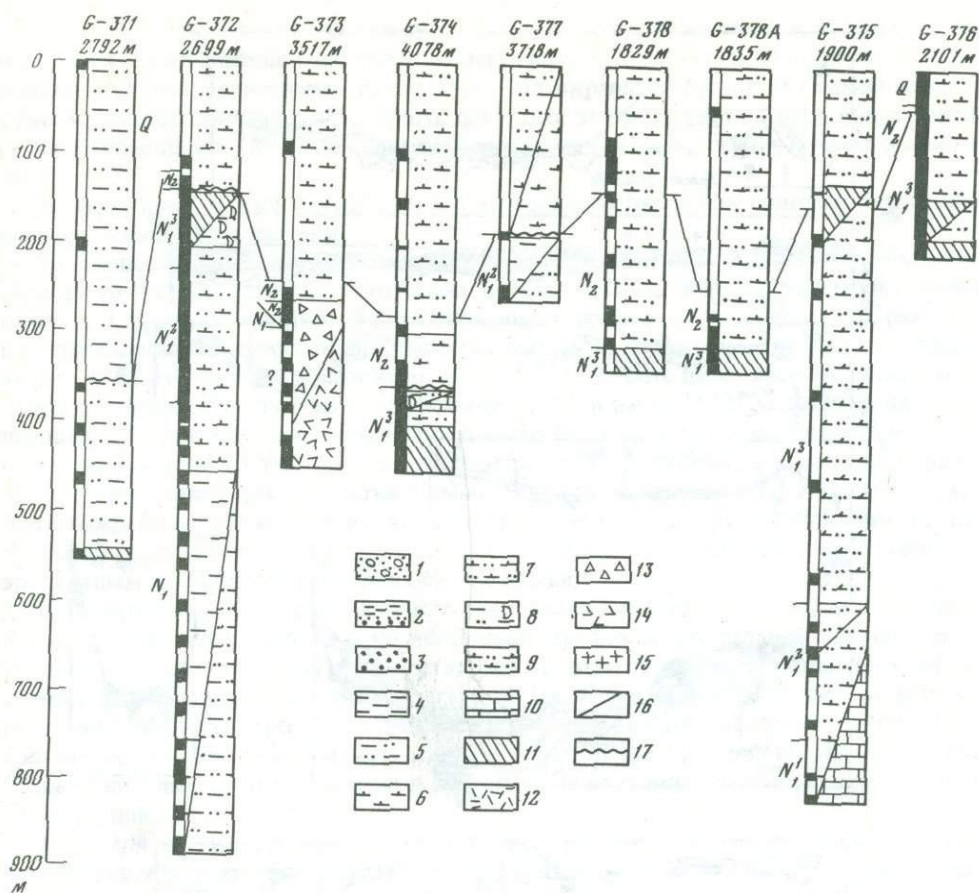
По результатам глубоководного бурения [308, 309] мощности плейстоценовых отложений здесь меняются от 78 до 480 м в пределах одной небольшой впадины (скв. 127, 127А, 127В, 128). На выровненном дне вскрыт полный разрез плейстоцена, все три его биозоны, а на склоне впадины зона *Pseudoemiliana lacunosa* выпадает. По мнению участников бурения, весь разрез состоит главным образом из турбидитов и отчасти контуритов. Это песчано-алевритовые органогенно-обломочные отложения, слабоизвестковые, известковые, постепенно переходящие в известковые илы. Мощности отдельных ритмов составляют от нескольких см до нескольких метров, причем основная их часть сложена илами зеленовато-светло-серого цвета. Песчаные прослой чаще не превышают 20 см. Илы пластичны с весьма изменчивой плотностью (1,5–2,1 г/см³). Биогенные осадки представлены сильноизвестковыми наноилами (>75% CaCO_3).

В нижней части биозоны *Pseudoemiliana lacunosa* и средней части биозоны *Gephyrocapsa oceanica* залегают прослой сапропелевидных илов, содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ в которых достигает 2,8%. Их мощности чаще колеблются в пределах 10–20 см, однако местами, переслаиваясь с турбидитами, достигают нескольких метров, обнаруживая признаки переотложения. Большинство прослоев обогащено диатомеями, радиоля-



Р и с. 26. Схематические разрезы скважин глубоководного бурения нис "Гломар Челленджер" (13 и 42А рейсы) [308, 309]

1 – гравий, песок; 2 – турбидиты, контуриты; 3 – песчаники; 4 – глины, литифицированные глины; 5 – терригенные илы; 6 – фораминиферовые наноилы; 7 – известковые илы, мергели; 8 – доломитистые илы, литифицированные; 9 – доломитистые известковые илы, доломитистые мергели; 10 – доломитовые известняки; 11 – гипс, ангидрит, галит; 12 – вулканический пепел; 13 – внутрислойная литология; 17 – опробованные интервалы скважин; 18 – стратиграфические перерывы. На врезке – расположение скважин



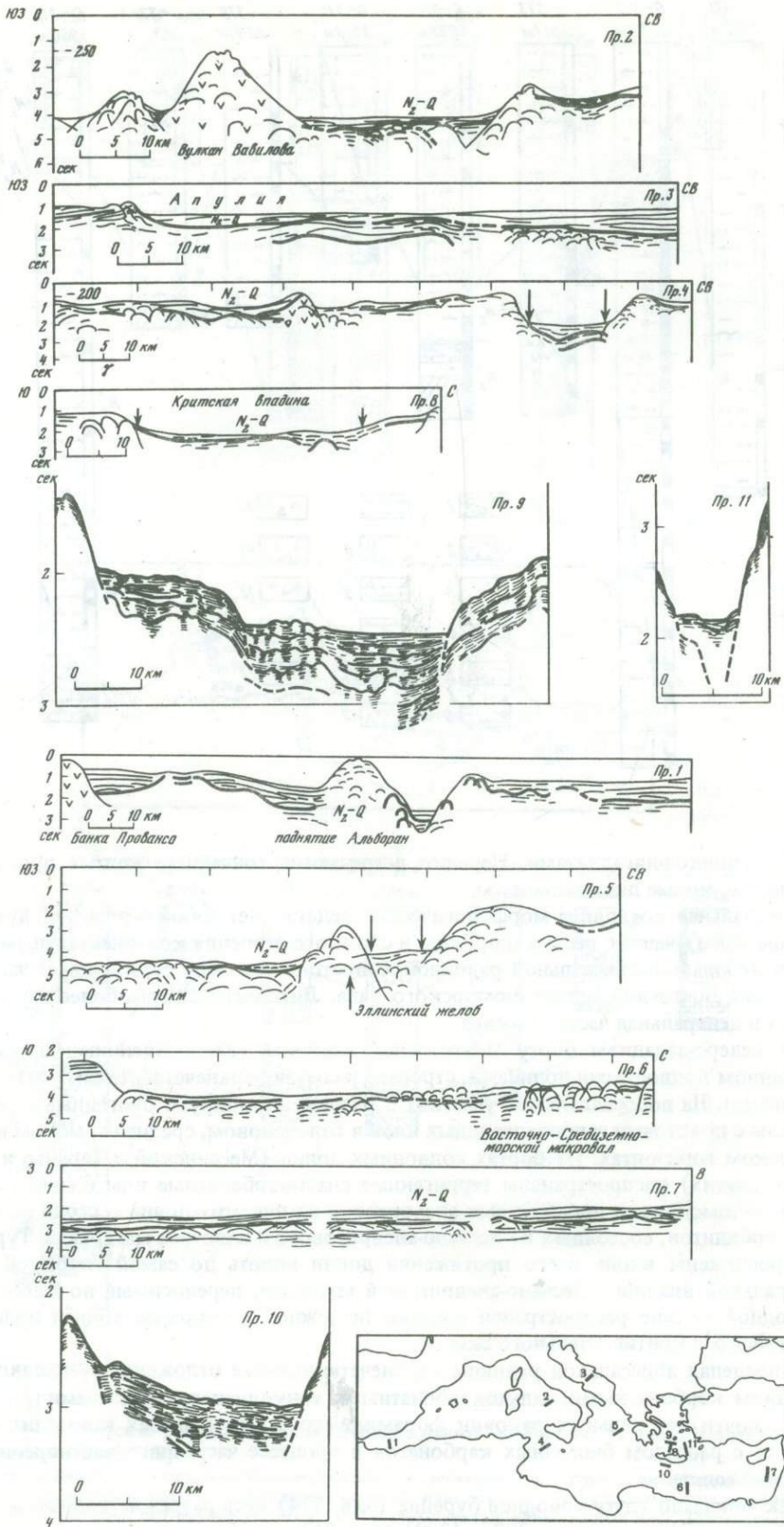
риями, силикофлягеллятами. Нередко встречаются тончайшие желтые прослойки, нацело сложенные диатомеями.

Центральная котловина морфологически представляет собой огромную глубокую (свыше 4 км) чашу с весьма широким и сложного строения континентальным склоном и небольшой абиссальной равниной. С востока эту чашу ограничивает западное окончание Восточно-Средиземноморского вала. Литологически наиболее изучена северная и центральная части бассейна.

На северо-западном борту Центральной впадины (Южно-Апеннинский склон), изрезанном подводными долинами, строение и состав верхнечетвертичных отложений изменчивы. На водораздельных участках в разрезе доминируют биогенные карбонатные илы с прослоями сапропелевидных илов в голоценовом, средневюрмском и рессвюрмском горизонтах. На бортах подводных долин (Мессинской и Таранто и некоторых других) распространены терригенные слабокарбонатные илы с многочисленными маломощными прослойками алевритов, а на дне этих долин — серии терригенных турбидитов, состоящих из песчано-алевритового и илистого материала. Турбидиты прослежены вдоль всего протяжения долин вплоть до самой глубокой части Центральной впадины. Песчано-алевритовый материал, переносимый по Мессинской подводной долине распространен широко по южной ее окраине вблизи подножия мальтийского континентального склона.

В пределах абиссальной равнины верхнечетвертичные отложения представлены в основном карбонатными, сильнокарбонатными тонкодисперсными илами (рис. 33). В них почти нет цельных раковин фораминифер и малоцельных кокколлитов, что связано с распадом биогенных карбонатов в процессе частичного растворения еще в водной толще.

Как показало глубоководное бурение (скв. 374) весь разрез четвертичных отложений здесь имеет мощность 287 м [309] (рис. 26).



Р и с. 27. Строение плиоцен-четвертичных отложений разных областей Средиземноморской впадины, по данным сейсмопрофилирования [63, 78]

В опробованных биозонах *Gephyrocapsa oceanica* и *Pseudoemiliana lacunosa* наблюдается переслаивание слабоизвестковых глинистых илов с известковыми и сильноизвестковыми пелитовыми наноилами. Они окрашены широкой гаммой цветов, разными тонами коричневого, серого, голубого, зеленого цвета. Среди них развиты серии маломощных (8–27 см) сапропелевидных илов темно-серого и темно-зеленого цвета.

Четвертичные осадки Восточного и Центрального бассейнов содержат маломощные прослойки пироклаستيку.

По площади и разрезу они распределены неравномерно. В Восточном бассейне область их распространения ограничена в основном Восточно-Средиземноморским валом и Эллинским желобом. В остальной зоне встречены лишь в отдельных районах, как правило, один прослой приурочен к голоцену, несколько (до 3) к верхнему вьюрму и более древним горизонтам, причем в последних пирокластик обнаружена далеко не везде. Как показали зарубежные [315] и наши [122] исследования, голоценовый прослой тефры в осадках Восточного бассейна генетически связан в основном с мионским (3-тыс. лет назад) извержением Санторина, а в отдельных районах — с эруптивной деятельностью Соммы-Везувия. Верхневюрмские прослои своим происхождением обязаны извержениям Пра-Санторина и других вулканов Южно-Эгейской вулканической дуги. В некоторых местах выявлен прослой, сложенный эруптивным материалом вулканов острова Искья.

В Центральной котловине пирокластик распространена в основном в осадках Южно-Апеннинского склона и по восточной периферии абиссальной равнины, в то же время на самой равнине верхнечетвертичные отложения лишены прослоев тефры. Почему именно так, остается пока загадкой. На Южно-Апеннинском склоне встречены серии прослоев тефры почти на всех изученных стратиграфических горизонтах. Они обнаруживают генетическую связь с кампанской группой вулканов Италии. Лишь единичные из них возникли в результате извержения Этны и Липарской группы вулканов.

Несмотря на существенное повышение роли вулканогенного материала в верхнечетвертичных осадках северо-западного борта Центральной впадины, в общем балансе осадконакопления он имеет явно второстепенное значение.

Адриатическое море. Как показали детальные зарубежные исследования [396], большая часть северной мелководной области моря покрыта перемытыми в голоцене реликтовыми раковинными песками и алевритами, перекрывающими континентальные образования.

Авандельта По и протяженная полоса вдоль Апеннинского побережья сложены терригенными отложениями, большей частью илами. Алевриты, пески и грубозернистый материал локализируются в узкой прибрежной зоне.

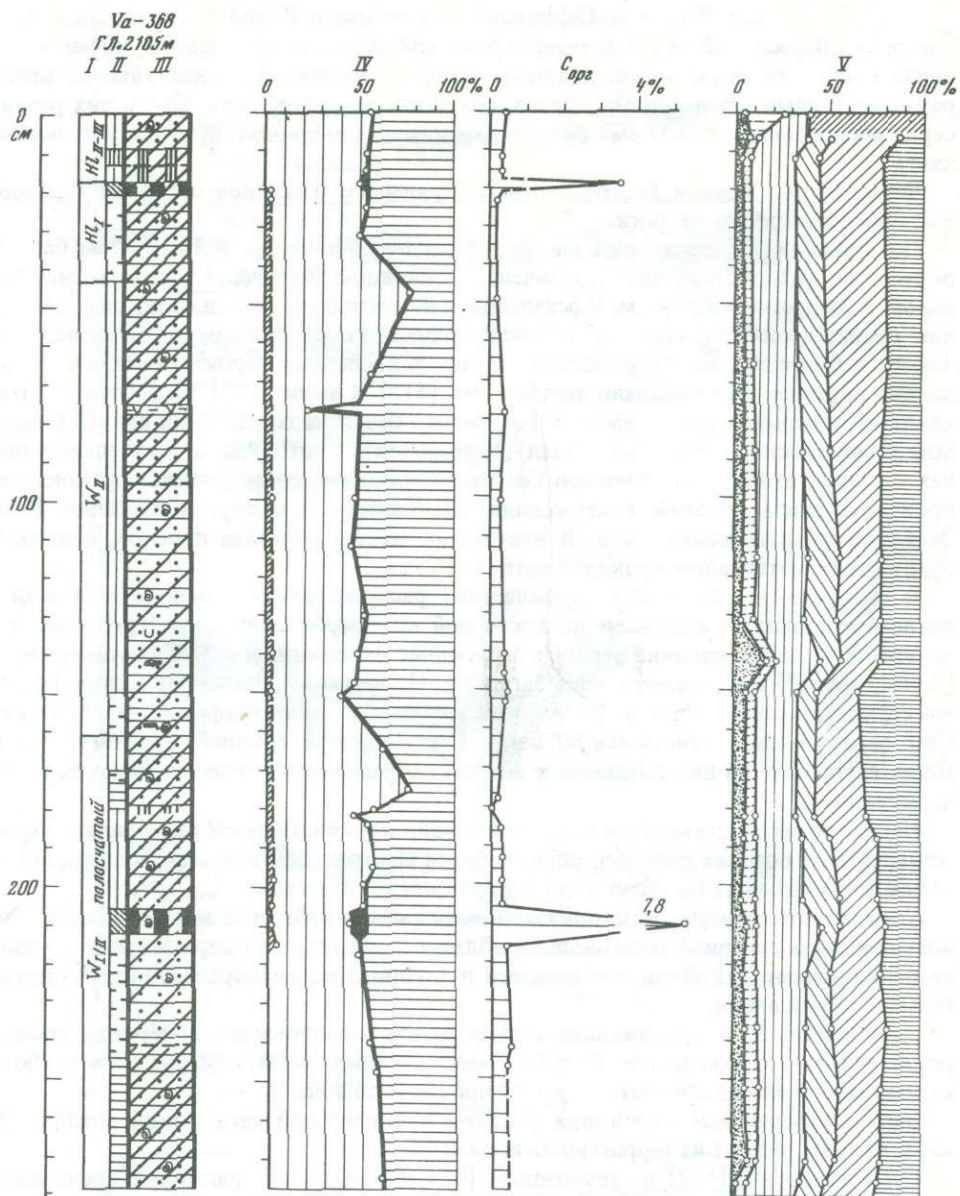
Верхнечетвертичные отложения развиты в поперечной неглубокой впадине Пескара, где они состоят из терригенных илов.

Судя по нашим [122] и зарубежным [454, 455, 456, 457] данным, в Южно-Адриатической впадине доминируют слабокарбонатные терригенные илы. В верхнем вьюрме довольно часты мощные прослои терригенных турбидитов. Широкое распространение на дне глубоководной впадины устанавливается по записям слоистости на эхолотах и с помощью высокочастотного сейсмопрофилирования. На склонах впадины и у их подножий наблюдаются признаки оползневых процессов.

Характерно относительное обогащение одного прослоя голоценовых осадков органическим веществом. Как в Восточном, так и Центральном бассейнах этот прослой приурочен к верхам нижнего голоцена (рис. 34). В голоценовых и верхневюрмских осадках встречен ряд прослоев пироклаستيку [455], поступающей сюда в процессе извержений кампанских вулканов.

Мощность верхнечетвертичных отложений в Южно-Адриатической впадине, видимо, превышает 30 м. Одних голоценовых и верхневюрмских осадков здесь около 10 м.

Пролив Отранто является зоной постоянного транзита осадочного материала из Адриатики в Центральный бассейн. В некоторых местах этого сравнительно глубокого желоба отсутствуют голоценовые осадки и сокращена мощность верхневюрмского разреза [229].



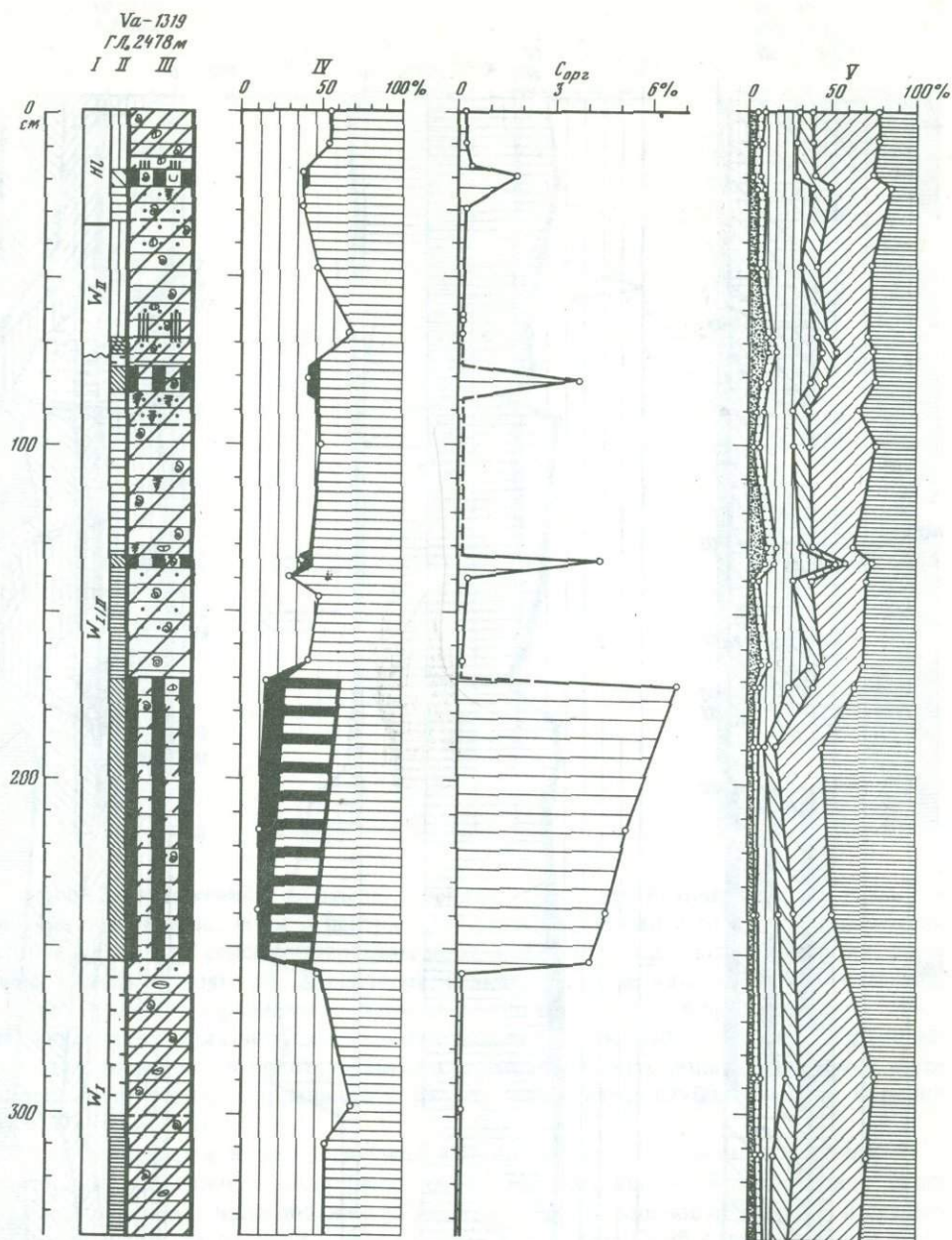
Р и с. 28. Литология характерных колонок верхнечетвертичных осадков Восточно-Средиземно-морского вала

Условные обозначения см. рис. 23

На выходе в Центральный бассейн борта желоба покрыты то осадочным меланжем, то нормально залегающими терригенными отложениями, почти такими же, как и в Южно-Адриатической впадине [298, 299].

По оси желоба, спускающегося в зону Эллинских впадин, сейсмопрофилированием обнаружена мощная толща четвертичных турбидитов [81].

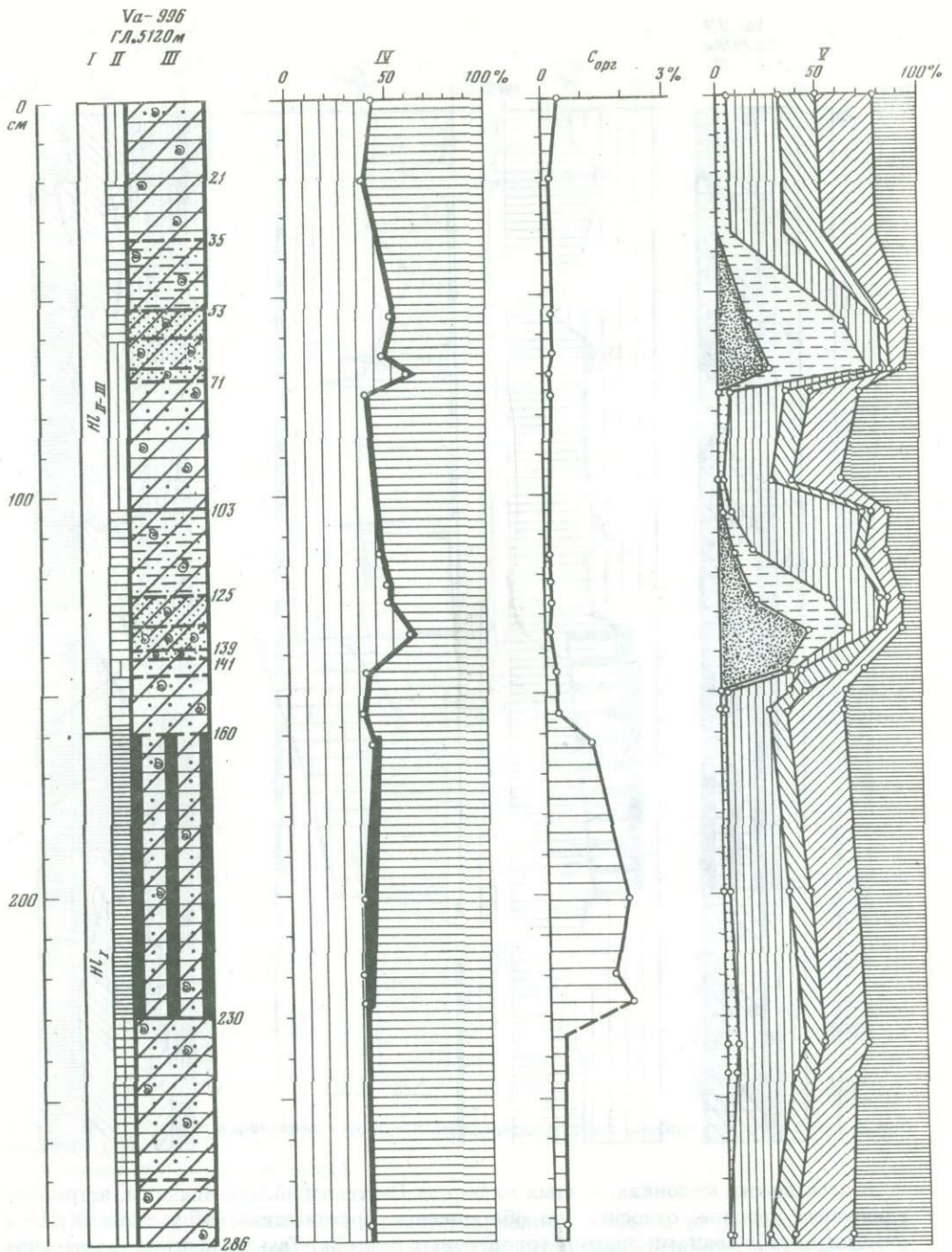
Африкано-Сицилийский порог. На мелководье широко распространены переотложенные реликтовые раковинные пески, остатки позднеюрмской, возможно и более ранних, регрессий моря. Сильные течения препятствовали накоплению здесь илистых голоценовых отложений. По той же самой причине осадконакопление не происходит на шельфе и сейчас (за исключением самой прибрежной зоны, где аккумулируется грубозернистый материал). Непрерывные разрезы верхнечетвертичных осадков вскрыты советскими и зарубежными [171, 449] экспедициями во впадинах—грабенах, развитых посредине порога. Они сложены мягкими в основном серыми карбонатными илами, с умеренными содержаниями органического вещества.



В нескольких колонках, взятых на бортах Пантеллерийской впадины, встречены единичные прослои, относительно обогащенные органическим веществом. Крутые участки бортов местами лишены голоценовых осадков. Там же нередко сокращены мощности нижележащих горизонтов. Об этом свидетельствуют данные фораминиферового анализа [171] и радиоуглеродные датировки [449].

Верхнечетвертичные отложения во впадинах содержат редкие маломощные прослои пирокластики. Их число возрастает вблизи вулканических островов Пантеллерии и Линозы. По всей видимости, прослои распространены во всем разрезе плейстоцена, что и привело в конце концов к образованию этих островов.

Сейсмопрофилирование показало, что все впадины—грабены в значительной своей части заполнены горизонтально слоистой толщей [274, 275]. Сейсмостроистость по всей вероятности, обусловлена широким развитием здесь серий турбидитов. Расчеты по средним скоростям голоценового и верхневюрмского осадконакопления показывают, что мощность верхнечетвертичных отложений здесь превышает 30 м, а всего разреза плейстоценовых отложений — около 500 м.

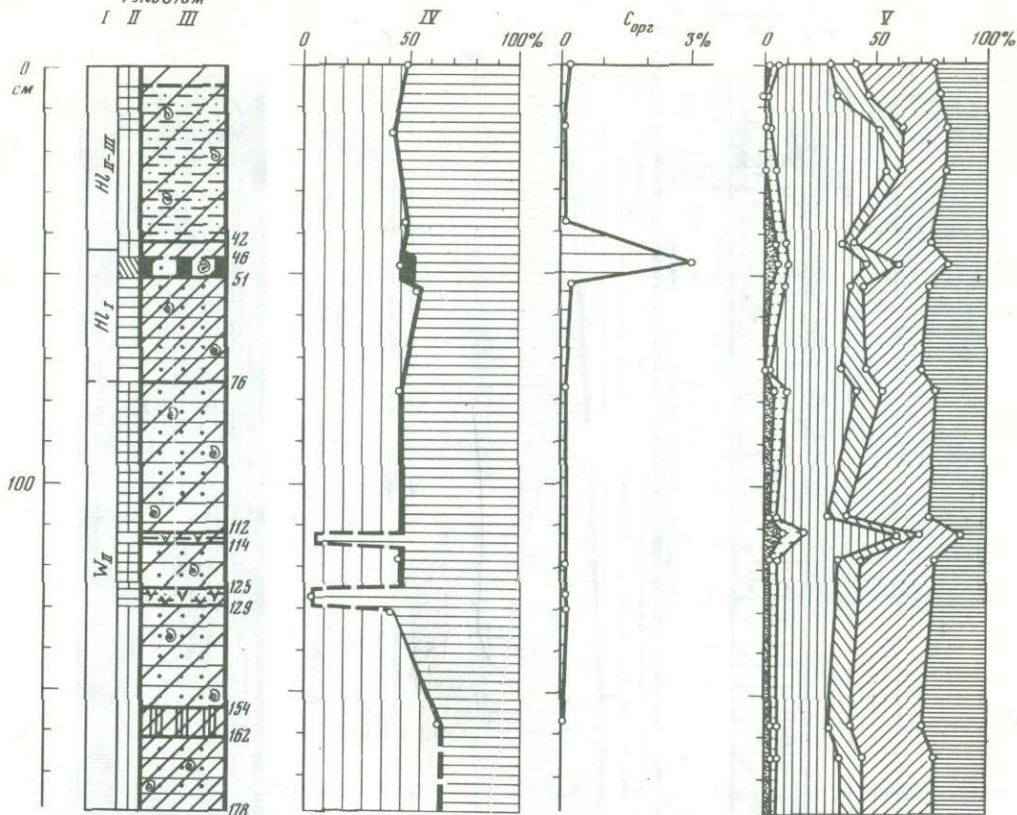


Р и с. 30. Литология характерных колонок верхнечетвертичных осадков Эллинского желоба
Условные обозначения см. рис. 23

Тирренская котловина. Эта глубоководная котловина характеризуется довольно широким склоном сложного строения (с уступами и сложнопостроенными ступенями) с многочисленными подводными долинами и подводными хребтами. Наиболее глубокая часть ее представляет собой аккумулятивную узкую равнину с рядом высоких гор, являющихся подводными вулканами. Она вытянута вдоль неаполитанского склона. Западная часть глубокой чаши характеризуется холмистым рельефом, образуя обширное подножие сардинского склона.

Как следует из данных непрерывного сейсмопрофилирования (рис. 27) разрез

Va-1000
Г.Л.3810 м
I II III

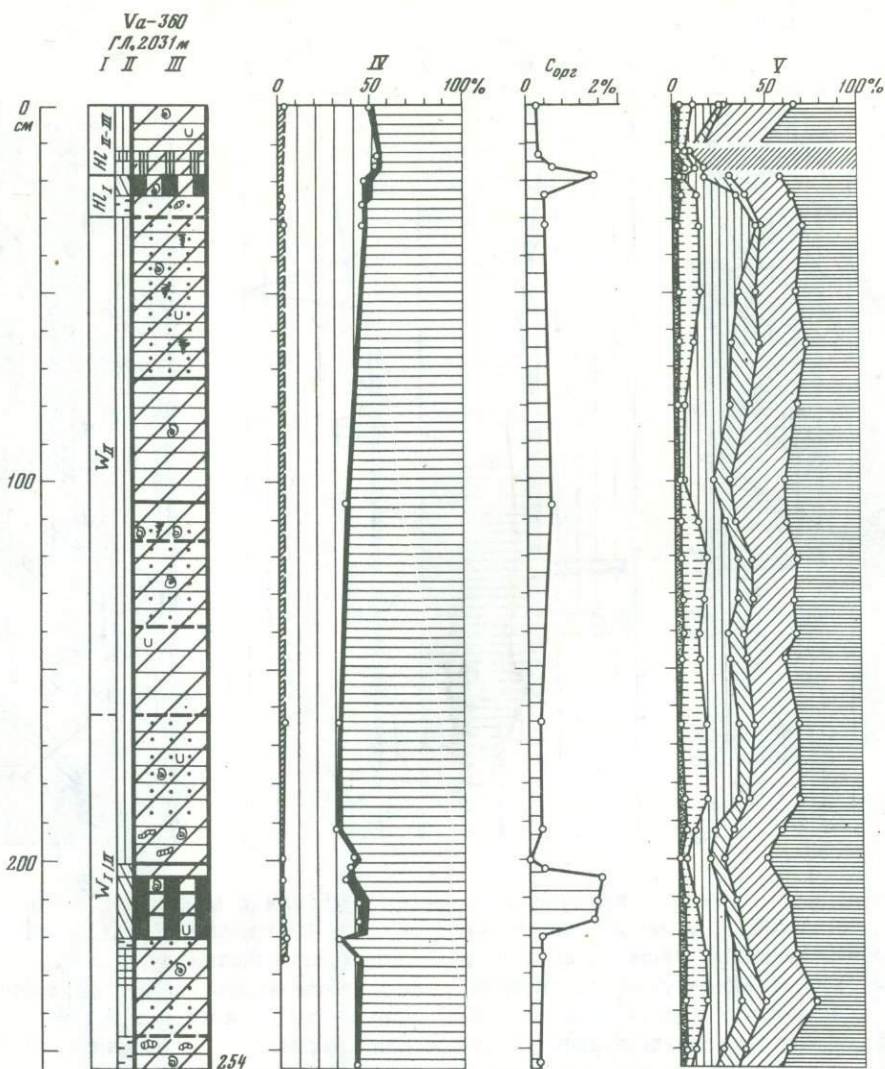


четвертичных отложений испытывает резкие колебания в мощности не только в периферической зоне, но и в центральной области. На отдельных возвышенностях эти образования по сейсмоматериалам даже вовсе не выделяются, очевидно, из-за весьма малых мощностей. Характерна резкая сейсмическая слоистость разрезов, свидетельствующая о фациальных изменениях по вертикали и в пространстве.

На сейсмопрофилях четвертичные отложения практически не отделямы от плиоценовых. Положение их подошвы можно примерно оценить лишь в абиссальной части котловины на основе корреляций с двумя скважинами глубоководного бурения (132 и 373) (рис. 26).

Резкая асимметрия в распределении вулканогенного материала и турбидитов — характерная особенность осадочного слоя этой котловины. Как показали наши [122] и зарубежные исследования [374, 377, 393], голоценовые, верхне- и средне-вюрмские осадки на востоке и юго-востоке (неаполитанский склон, большая часть абиссальной равнины) сложены в основном слабокарбонатными гетерогенными илами, бедными органическим веществом. Пелагические карбонатные илы играют резко подчиненную роль, как правило, образуя немногочисленные маломощные прослои. Лишь в единичных местах абиссальной равнины выявлены прослои карбонатных илов, относительно обогащенных органическим веществом. Они приурочены к верхней и нижней частям средне-вюрмского горизонта. Встречены многочисленные прослойки пирокластики, распределение которых по разрезу весьма неравномерно. В подводных каньонах (Неаполитанский, Стромболи и др.), у подножья склонов и практически на всей абиссальной равнине широко развиты гетерогенные турбидиты. Нередко, большая часть материала в них представляет собой переотложенную пирокластику разной крупности.

Судя по данным сейсмопрофилирования и драгирования [64], на борту подводного каньона Стромболи весь разрез плейстоцена состоит из переслаивания гетерогенных грубо- и крупнозернистых турбидитов с маломощными прослоями пирокластики и биогенных илов.



Р и с. 31. Литология характерных колонок верхнечетвертичных осадков африканского склона Восточного Средиземноморья

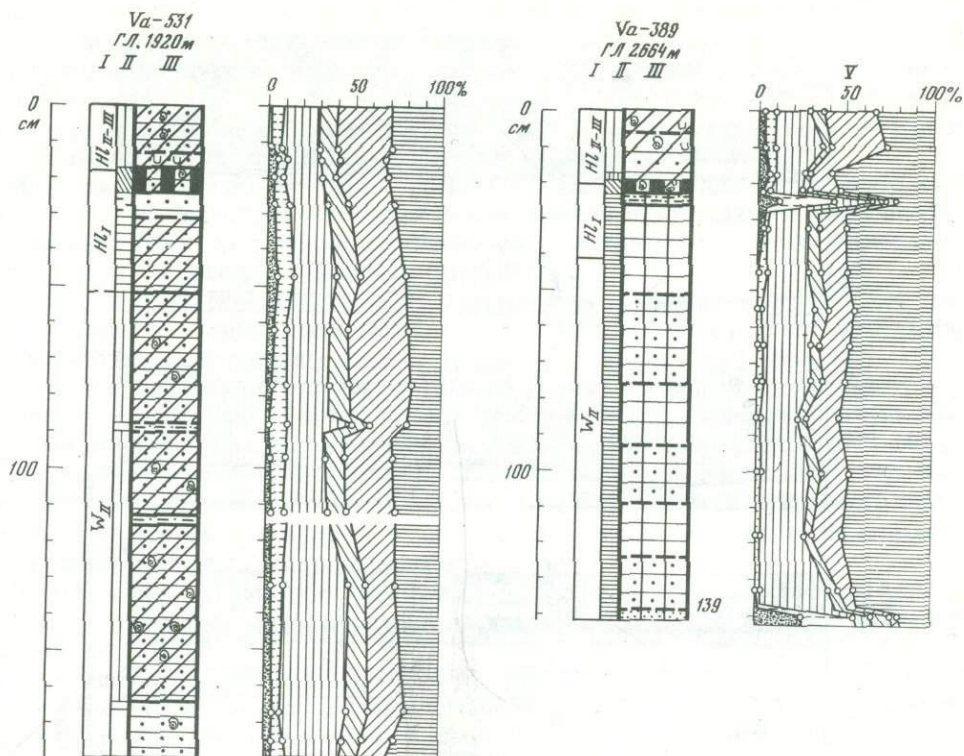
Условные обозначения см. рис. 23

На сицилийском, сардинском, северо-западном склонах и у их подножий доминируют карбонатные биогенные илы (рис. 35 (вкл.), 36 (вкл.)). Местами наблюдается переслаивание с высококарбонатными илами. Прослойки пирокластики редки и распространены лишь в отдельных районах этой зоны и не во всех стратиграфических горизонтах. Мало развиты здесь турбидиты. Как правило, встречаются маломощные прослойки органогенного (фораминиферового) или органогенно-обломочного алеврита.

Пирокластика в верхнечетвертичных осадках восточной и западной областей Тирренского моря сложена в основном эруптивным материалом кампанской и римской групп вулканов, распространенных на западном побережье Аппенинского полуострова. Отдельные прослой и серии прослоев тефры увязываются с определенными циклами эруптивной деятельности этих вулканов: катастрофическим извержением Соммы-Везувия в 79 г. н.э., извержениями Кампанских вулканов в начале голоцена, позднем вюрме и более древнее время [315].

На юго-востоке Тирренской котловины пирокластика связана с извержениями Липарской группы вулканов.

Две скважины нис "Гломар Челленджер" в нижней зоне северо-западного склона (скв. 132) и на абиссальной равнине (скв. 373) [308, 309] (рис. 26) показывают,



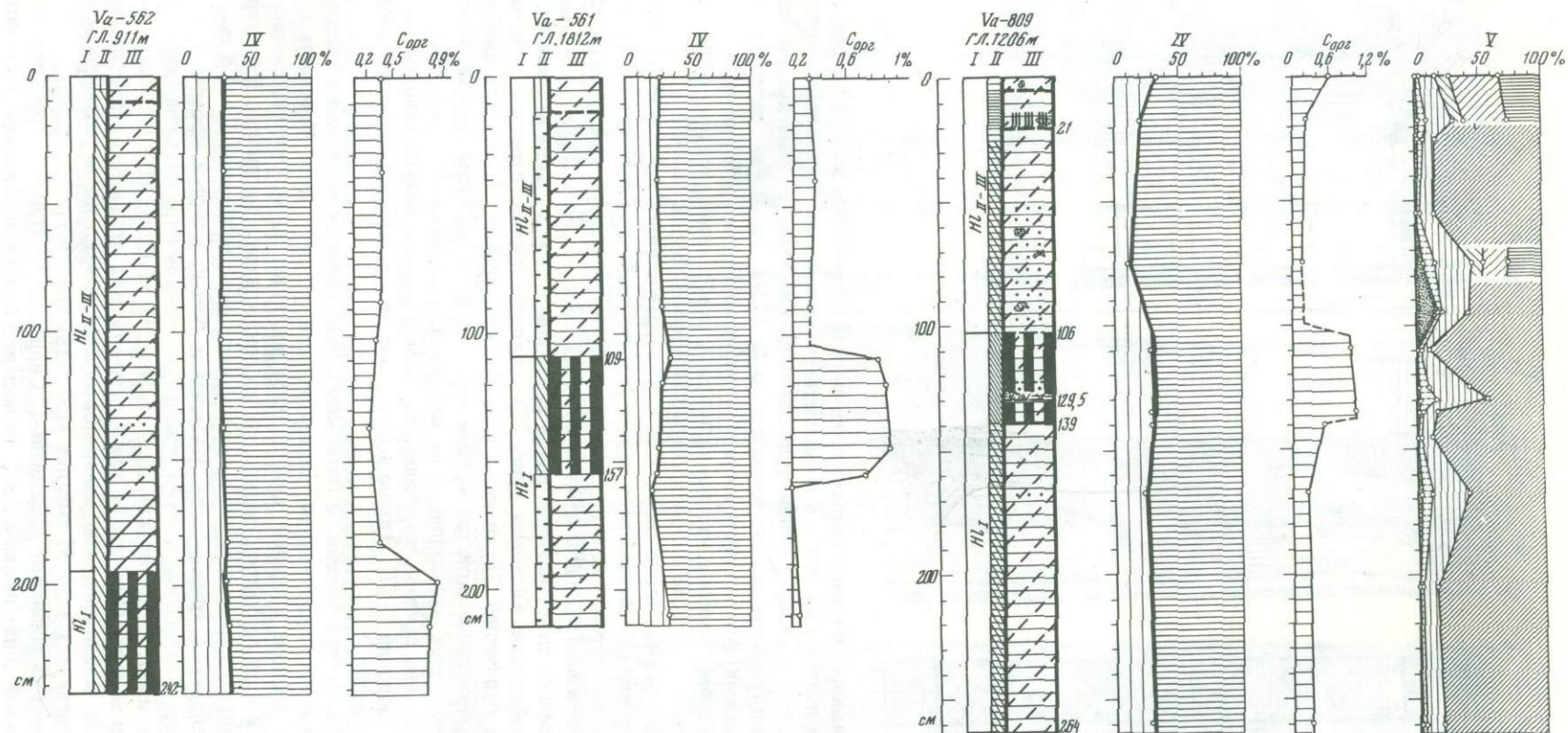
что принципиальная картина осадконакопления в Тирренском море в течение плейстоцена была почти та же, что и в позднечетвертичное время. Сохранялась примерно та же асимметрия в распределении вулканогенного материала. Пелагические карбонатные осадки развиты на северо-западе (скв. 132). Характерно залегание здесь в межледниковых горизонтах прослоев илов, относительно обогащенных органическим веществом. Заметим, что они не найдены в верхнечетвертичных отложениях, изученных в немалом числе колонок северо-западного склона.

Чрезвычайно редкое опробование скв. 373 не дает полного представления об особенностях строения и состава всех частей разреза плейстоцена на абиссальной равнине. Полученные керны подтверждают существенно вулканогенный характер плейстоценовых отложений, общая мощность которых здесь достигает 243 м.

Сейсмопрофиль, пересекающий район скважины 132 и простирающийся на юго-восток до побережья Калабрии (рис. 27) выявляет резкие перепады мощностей четвертичных отложений. Неровности рельефа, как правило, в той или иной мере сглажены горизонтальнослоистой толщей осадков. Склоны отдельных возвышений обычно лишены этих отложений, а на вершинах их мощности резко сокращены. Однако в западном секторе встречены отдельные горы с довольно мощной толщей молодых образований [477]. Это, по всей видимости, приподнятые участки недавних желобов или впадин.

Алжиро-Прованский бассейн. В Лионском заливе выявлен обширный конседиментационный прогиб, выполненный четвертичными отложениями. Мощность одних голоценовых осадков в осевой зоне прогиба достигает 50 м. Они выклиниваются на северном и южном бортах прогиба, резко сокращаясь в мощности. На северном борту под тонким слоем илов залегают песчаные бары возрастом 8,2–9,8 тыс. лет, реликты фландрской трансгрессии. На южном борту, верхняя кромка которого почти совпадает с перегибом шельфа, голоценовые осадки представлены либо в виде тонкого слоя илов, либо вообще отсутствуют. На глубинах 80–100 м здесь на поверхности дна местами обнажаются прибрежно-морские отложения верхнего вюрма: галька, гравий, пески, алевриты, алевритовые илы. Возраст их по радиоуглеродным датировкам оценивается 18–35 тыс. лет [137, 138] (рис. 37).

Несколькими скважинами (Мистраль-1, Сиррокко-1, Отэн-1), пробуренными в средней и нижней зонах шельфа, пройден весь разрез плейстоцена, мощность которо-



Р и с. 34. Литология характерных колонок верхнечетвертичных осадков Южно-Адриатической и северной области Центральной впадины
 Условные обозначения см. рис. 23

го колеблется от 187 до 320 м [236]. Максимальна она в средней зоне шельфа, где наибольшие мощности и голоценовых осадков.

Как показало дискретное опробование средней и нижней частей разреза, здесь доминируют морские пластичные зеленовато-серые известковые глины, содержащие планктонные и бентосные фораминиферы. Среди них залегают гравийно-галечные горизонты, по всей видимости, базальные слои трансгрессивных серий.

Молодые конседиментационные прогибы в средней зоне шельфа, выполненные голоценовыми и более древними отложениями, выявляются по данным сейсмопрофилирования и непосредственным изучением разреза бурением в заливе Фреюс и на всем протяжении шельфа от Ниццы до Генуи [156, 271].

На Лигурийском участке шельфа от Портофина до ля Специя в разрезе четвертичных отложений, покрывающих шельф, удалось выделить поверхности несогласия, соответствующие регрессиям моря в ледниковые эпохи [269]. Мощность голоценовых отложений по оси пологого прогиба достигает 130 м. Во всех отмеченных районах на краю шельфа обнажаются прибрежно-морские фаши верхнего вюрма. Местами эти отложения неотектоническими движениями опущены до глубин 340 м. Такая картина выявлена в верховьях подводной долины Кассидань [284]. Как показали детальные зарубежные исследования на ряде участков алжирского шельфа [327] четвертичная осадочная толща обнаруживает здесь те же черты строения, как и на лионском и прованском шельфах.

В глубоководной области четвертичные осадки испытывают существенные колебания в мощности, на континентальных склонах обнаруживая и большую литологическую разнородность.

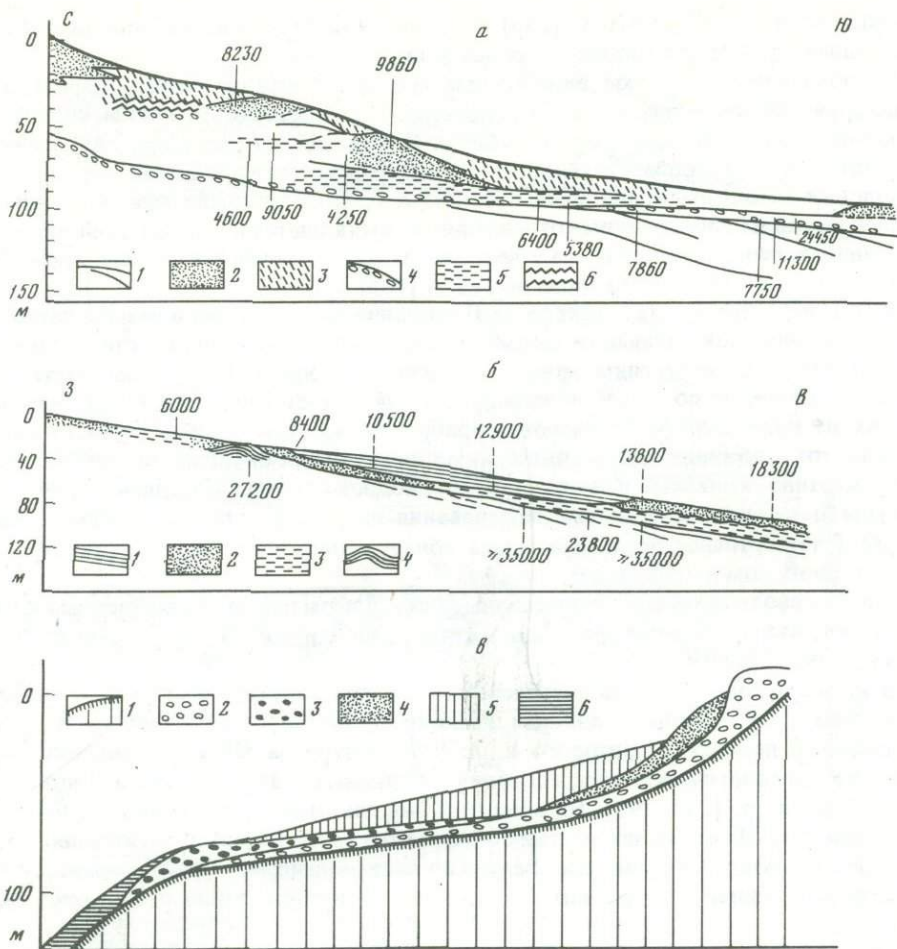
На каталонском склоне водораздельные участки покрыты в основном карбонатными илами, а в подводных долинах доминируют турбидиты, состоящие из гравийно-галечного, песчано-алевритового и илистого материала. Об этом свидетельствуют детальные литологические исследования подводных каньонов Лакзз-Дютье, Кэп-Креус, Эбро и др. [294, 295]. На всем протяжении эти каньоны врезаны в плиоценовые отложения. На их бортах местами обнажаются палеозойские образования.

Днища подводных долин, как следует из данных сейсмопрофилирования, покрыты слоистой толщей четвертичных отложений, состоящих, видимо, из серии турбидитов.

В плейстоцене, особенно в ледниковые эпохи, в условиях глубокой регрессии моря, это были артерии интенсивного транзита осадочного материала вглубь моря суспензионными потоками. Об этом свидетельствуют выявленные сейсмопрофилированием в приустьевских частях подводных долин конусы выноса, образовавшие обширный валенсийский конус. В этой области пробурены две скважины (122 и 123) нис "Гломар Челленджер". Мощность четвертичных отложений на небольшом расстоянии здесь колеблется от 79,5 до 116 м, и большая часть разреза представлена терригенными турбидитами. Прослой мощностью 10–40 см состоят из кварцевых песков, постепенно переходящих в алевриты и илы. Встречена переотложенная мелководная микрофауна [308]. Илы пластичны, окрашены в разные тона серого, зеленого и коричневого цвета. Среди них залегают тонкие прослойки контуритов. Характерно отсутствие нижней части плейстоцена (биозона *Pseudoemiliana lacunosa*) в обеих скважинах.

В скв. 123 контакт с более древними породами обозначен слоем мощностью 0,5 м, состоящим из хорошо окатанных обломков граувакк, песчаников, гранитов, кварцитов, известняков и обломков мелководного раковинного детрита. Генетическая связь этих образований с породами Пиренейского водосбора несомненна. Возможно, — это реликты прибрежно-морских отложений раннего плейстоцена, большая часть которых абрадирована до наступления среднего плейстоцена. Если это так, то большая часть современного континентального склона образовалась на месте опущенного в начале среднего плейстоцена участка обширного шельфа или прибрежной суши.

Не исключено, однако, что обе скважины попали в днище древней подводной долины, вдоль которой очень интенсивный перенос осадочного материала протекал лишь в раннем плейстоцене. В связи с тектоническим опусканием этого района, видимо, в начале среднего плейстоцена эта артерия транзита перестала функционировать и превратилась в область аккумуляции, где начал формироваться конус выноса.



Р и с. 37. Характерные разрезы отложений шельфа Алжиро-Прованского бассейна
a – суммарный хроно-стратиграфический разрез отложений Лангедокского шельфа [137, 138]:
 1 – тиррен, 2 – пески, 3 – серые алевритистые илы, 4 – гравий, 5 – серые, коричневато-серые алевритистые илы; цифры – радиоуглеродные датировки; *б* – разрез осадков у побережья Русигльона [353]: 1 – илы, 2 – пески, 3 – серые плотные илы с прослоями гравия, 4 – скалистая банка; цифры – радиоуглеродные датировки; *в* – схематический разрез отложений алжирского шельфа [326, 327]: 1 – теоретическое ложе плейстоцена, 2 – регрессивная серия конца плейстоцена (дюны), 3 – реликтовые пески и гравий, 4 – современные пески, 5 – илы, 6 – фораминиферовые илы

Лионский континентальный склон покрыт в основном карбонатными голоценовыми илами [122]. В верхнем вьюрме на водораздельных участках широкое распространение получили терригенные илы, а на дне многочисленных подводных долин (Большой Роны и др.) – турбидиты, состоящие из песчано-алевритового и илистого материала [152, 345].

Лионский склон – это эрозинно-аккумулятивная морфоструктура, начало формирования которой приходится на поздний миоцен (мессиний).

Как показывают продольные и поперечные сейсмопрофили, в мессинии образовалась нижняя часть конуса. Современный же лионский склон представляет собой сложное аккумулятивное тело, возникшее в результате слияния многочисленных конусов выноса, образовавшихся во время регрессий моря в мессинии и особенно ледниковом плейстоцене.

На резко расчлененном Прованском склоне водораздельные участки покрыты переслаивающимися карбонатными и высококарбонатными илами, в подводных долинах – голоценовыми турбидатами, сложенными крупнозернистым и илистым материалом. Верхневюрмские осадки представлены здесь терригенными илами или сериями грубо-крупнозернистых турбидитов с подчиненной ролью илистых отложений [189, 191, 377, 122].

На бортах каньонов обнажаются плиоценовые отложения, а местами и образования более древнего возраста. Осыпи коренных пород нередко встречаются в четвертичных осадках, покрывающих днища долин [150].

Весь разрез четвертичных отложений, судя по данным сейсмопрофилирования, представляет собой резкослоистую толщу весьма изменчивой мощности, местами с признаками оползней [339, 389]. Первичное залегание этой толщи часто нарушено молодыми дифференциальными тектоническими движениями.

На абиссальной равнине, примыкающей к Прованскому и Лионскому склонам, верхнечетвертичные осадки характеризуются переслаиванием известковых илов с турбидитами, состоящими чаще всего из органогенно-обломочных песков и алевритов, постепенно переходящих в илы. Прослой турбидитов наиболее многочисленны в отложениях ледниковых эпох (рис. 38, вкл.).

Континентальный склон Балеарского архипелага в отдельных районах лишен четвертичных отложений (к востоку от острова Менорка). На крутых участках склона выявлены обнажения плиоценовых и мессинских отложений, которые местами покрыты тонким слоем голоценовых илов [163]. Мощность плейстоцена в этой области постепенно нарастает у подножия склона, что отчетливо видно на сейсмопрофилях и подтверждается глубоководным бурением нис "Гломар Челленджер". Пробуренные здесь две скважины (372 и 124) [308, 309] вскрыли плейстоценовый разрез мощностью от 126 до 150 м (рис. 26). Единичные керны, взятые из низов биозоны *Gephyrocapsa oceanica*, свидетельствуют о развитии карбонатных пелагических илов серой, реже желтоватой окраски с маломощными прослойками терригенных песков и алевритов (часто слюдисто-кварцевых), видимо, контуритов. Встречаются также прослой органогенно-обломочных турбидитов мощностью до 70 см.

Южный склон Балеарского архипелага большей частью покрыт карбонатными и высококарбонатными илами [377, 326, 169, 462].

Голоценовые осадки более карбонатны по сравнению с верхневюрскими. Как правило, они характеризуются весьма изменчивыми, но в целом умеренными содержаниями S_{org} . Лишь единичные прослой средневюрских илов несколько обогащены органическим веществом. Мощности верхнечетвертичных осадков резко сокращены на крутых откосах широкой подводной долины Менорки. В осевой зоне долины, судя по данным сейсмопрофилирования и литологическим исследованиям [333] мощность их возрастает в несколько раз. Здесь развиты мощные слои турбидитов, состоящие большей частью из разнозернистых песков (местами гравия) с редкими прослоями биогенных илов. В устьевой области долины расположен конус выноса, сложенный из серий турбидитов, в составе которых встречены пески, алевриты, илы; в отдельных районах распространены биогенные илы с прослоями турбидитов. Как показывает анализ сейсмопрофилей, приводимых в цитируемой работе, в нижней части склона (глубже 2000 м) к югу от острова Менорка развита серия конусов выноса, видимо, не только плейстоценовых, но и плиоценовых, возникшая в связи с меандрированием русла подводной долины Менорки. Они образовали обширную аккумулятивную холмистую поверхность, первоначальное положение которой нарушено молодыми дифференциальными тектоническими движениями.

На алжирском континентальном склоне, где изучены в основном голоценовые и верхневюрские осадки, судя по нашим и зарубежным данным [462, 326], на водораздельных участках распространены терригенные слабокарбонатные и биогенно-терригенные карбонатные илы с маломощными прослойками алевритов. Терригенные осадки доминируют в верхнем вюрме, хотя подводные долины специально не изучались, можно с уверенностью говорить о развитии на их днищах турбидитов. Они широко распространены у подножия склона и примыкающей абиссальной равнине [418, 261], где переслаиваются с терригенными и биогенно-терригенными илами.

Как показало глубоководное бурение на нис "Гломар Челленджер", поблизости от подножия склона (скв. 371) слой четвертичных отложений достигает 361 м [309] (рис. 26). Опробованы верхне- и нижнечетвертичные отложения, которые оказались литологически сходными. Для них характерно переслаивание терригенных слабоизвестковых и биогенно-терригенных известковых илов с прослоями турбидитов небольшой мощности и тонкими горизонтами золинитов и контуритов.

Сардинский склон, судя по нашим данным, покрыт голоценовыми и верхневюрмскими и более древними карбонатными и высококарбонатными бедными органикой илами, местами со значительной примесью мелкоалевритового материала. У подножия склона, кроме того, развиты прослои органогенно-обломочных турбидитов.

В скв. 133 и 134, пробуренных на склоне нис "Гломар Челленджер", мощность четвертичных отложений составляет 47–199 м. Они залегают то на мессинских, то на палеозойских образованиях и характеризуются отсутствием нижней части разреза (биозоны *Pseudoemiliana lacunosa*). Опробованные здесь низы среднеплейстоценовых отложений по составу такие же, как и верхнечетвертичные. Это сильно известковые (50–60% CaCO_3) фораминиферовые наноилы зеленоватые и зеленовато-серые с линзами фораминиферового песка и редкими окатанными гальками. Состав планктонных фораминифер указывает на умеренные климатические условия осадконакопления.

В центральной области Алжиро-Прованской впадины голоценовые и верхневюрмские осадки характеризуются отчетливой ритмичностью строения, которая проявляется в неоднократном чередовании слабоизвестковых и известковых илов, что в значительной степени связано с повышением и понижением примеси фораминифер и кокколитов. Ритмичность местами обусловлена многократным повторением пачки, состоящей из прослоев пелитового, алевритово-пелитового и мелкоалевритового илов. Одновременно происходит ритмичная смена окраски, по разрезу от коричневой до серой или серой (светло-серой) и темно-дымчатой (рис. 36, в и 38). На Va-767 Ф.Р. Корневой выявлено также отсутствие бентосных фораминифер в нескольких прослоях темно-дымчатых илов, что указывает на периодическое сероводородное заражение придонных вод в этом районе в голоцене и позднем вюрме.

Альборанское море. Осадки наиболее детально исследованы в западной впадине Альборанского моря. На аккумулятивной равнине, очерченной изобатой 800 м и примыкающей к Гибралтарской подводной долине, зарубежными экспедициями отобрано 49 колонок длиной от 2,8 до 8 м (рис. 1; врезка). Они вскрыли голоценовые и верхневюрмские осадки. Разрезы почти нацело (90%) состоят из слабоизвестковых терригенных илов зеленого и оливкового цвета. Среди них залегают прослои турбидитов мощностью от 10 до 40 см, простирающиеся на обширной площади (250–310 км²) [305, 148]. По результатам прецизионного эхолотирования несколько прослоев турбидитов прослежено на расстоянии до 40 км.

Колонка, отобранная нис "Академик С. Вавилов" с нижней части северного борта впадины (Va-479, глубина моря 730 м) целиком сложена слабоизвестковыми пелитовыми илами. В этом же районе, но несколько глубже нис "Гломар Челленджер" пробурена скв. G-121 (глубина моря 1163) [308]. Мощность четвертичных осадков здесь составляет 290 м, а биозоны *Emiliana huxleyi* и *Gephyrocapsa oceanica* представлены пластичными слабоизвестковыми алевритово-пелитовыми илами темно-зеленовато-серого и оливкового цвета. Плотность илов колеблется от 1,6 до 1,8 г/см³, несколько увеличиваясь книзу. Терригенные турбидиты доминируют в низ разреза. Судя по данным сейсмопрофилирования [308] такой характер строения четвертичных отложений в большей части Альборанской впадины.

ТЕКСТУРА ОСАДКОВ

При характеристике текстуры осадочного слоя использованы существующие в литологии классификации текстур [11, 12] с некоторой модификацией применительно к донным осадкам.

Для осадочного слоя Средиземноморской впадины больше всего характерна неравномерно слоистая текстура, сочетание средне- и крупнослоистых; тонко-, средне- и крупнослоистых, а также тонко-, средне-, крупно- и массивно-слоистых осадков. Наиболее часто отмечаются разрезы, состоящие из тонко-, средне-, крупнослоистых осадков. Мощность слоев соответственно 0,2–2, 2–10, 10–50 см. Обычно чередуются маломощные прослои алевритов, песков, а также илистых отложений. Такие разрезы распространены в Критской впадине, значительной части Левантийской впадины, ряде районов Эллинского желоба, на Южно-Апеннинском конти-

ментальном склоне, по периферии Центральной впадины, в Адриатической, Тирренской и Алжиро-Прованской впадинах.

В остальных части Среднеземноморской впадины разрезы средне- и крупно-слоистые.

Массивно-слоистой текстурой (мощность слоев > 50 см) характеризуются доголоценовые осадки Центральной впадины (Va-1450).

В Левантийской впадине характерно чередование тонко-, средне-, крупно- и массивно-слоистых осадков. Тонкослоистыми здесь являются алевритовые отложения, а массивно-слоистые — терригенные пелитовые глинистые илы. Средне- и крупно-слоистая текстура осадочного слоя в большинстве случаев определяется чередованием карбонатных илов с различными содержаниями CaCO_3 или органического вещества, а в некоторых районах Левантийской впадины и по ее периферии обусловлена чередованием карбонатных и терригенных илов.

Ритмично-слоистая текстура осадочного слоя отмечается в ряде районов Алжиро-Прованской впадины. На абиссальной равнине, вблизи Прованского континентального склона весь разрез отложений состоит из ритмично переслаивающихся прослоев алеврита и алевритово-пелитового ила (Va-1443). В центральной ее части характерно ритмичное переслаивание темно-дымчатых и серых илов (Va-767).

В Восточном Средиземноморье ритмичность наблюдается в некоторых местах лишь на небольших интервалах разреза (Va-395) и она больше выражается в цвете отложений, нежели в его вещественном или гранулометрическом составе.

Микрослоистая текстура (мощность слоев $< 0,2$ см) в сочетании с тонкослоистой характерна для сапропелевидных илов, вулканогенных алевритов, а также для прослоев алевритово-пелитового, золотого материала.

Полосчатая текстура широко распространена в отдельных частях разреза голоценовых, верхне- и среднеюрских осадков восточной части Средиземного моря и Тирренской впадины и проявляется в изменениях окраски отложений.

В большинстве случаев на разных стратиграфических горизонтах отмечаются признаки деформации осадочного слоя, что обычно связано с оползанием отложений. Они проявляются в волнистости границ отдельных прослоев, в наличии линзовидных включений ила и алеврита, в "брекчиевидности" осадков. Последнее отмечается также в некоторых прослоях сапропелевидных илов.

В верхнечетвертичных осадках Средиземного моря нередко признаки размыва, особенно в слое отложений, покрывающих днище подводных долин. Они фиксируются не только неровными границами слоев, но и выпадением отдельных частей градационных ритмов, образованием песчано-алеваитовых карманов в подстилающем иле и т.д. В отдельных случаях отмечено исчезновение целого стратиграфического горизонта отложений вследствие его размыва. В частности, на Прованском континентальном склоне на поверхности днища некоторых подводных долин встречены не голоценовые, а верхнеюрские отложения. Вполне возможно, что с этим процессом связано также отсутствие всего или части голоценового горизонта отложений в колонках осадков, собранных шведской экспедицией "Альбатрос" в Эллинском желобе и в некоторых других местах.

Во многих местах Средиземноморского бассейна в разрезе позднечетвертичных осадков встречены отложения с типичной градационной текстурой, т.е. турбидиты, характеризующиеся постепенным снижением размера частиц по мере перехода от подошвы слоя к его кровле.

Градационной текстурой обладают крупно- и тонкозернистые осадки, переотложенные и отсортированные суспензионными потоками. Они распространены на днищах подводных долин в области континентального склона, у подножья склона, а также на дне большинства крупных и мелких впадин: Алжиро-Прованской, Тирренской, Адриатической, Левантийской, Критской, Мраморной, впадинах Эллинского желоба и др.

Отмечены беспорядочная и упорядоченная градационные текстуры. Первая более свойственна песчаным грубообломочным отложениям, а вторая — мелко- и тонкозернистым осадкам. Упорядоченной градационной текстурой отличаются, к примеру, крупные алевриты и мелкоалеваитовые илы в колонке Va-1443 из Алжиро-Прованского бассейна, обогащенные слюдами.

Конкреционные текстуры, связанные с залеганием глинисто-карбонатных стя-

жений, получили небольшое распространение в стратиграфическом разрезе и по площади. Они встречены на нескольких горизонтах голоценовых и вюрмских карбонатных илов в восточной части Средиземного моря, на Восточно-Средиземноморском валу, Критском континентальном склоне, а также в Критской впадине.

Ходы илоедов, образующие беспорядочно-ветвистую и беспорядочно-пятнистую текстуру, довольно часты в разрезе осадков.

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ОСАДКОВ

В верхнечетвертичных осадках Средиземного моря нами количественно определялись естественная влажность, объемный вес. Эти и некоторые другие параметры изучались и зарубежными учеными [312, 425].

Влажность верхнечетвертичных отложений изучена во всех районах этого огромного бассейна.

В вертикальном разрезе влажность осадков, как правило, изменяется заметно (рис. 39), обнаруживая почти прямую зависимость от содержаний пелитового материала (рис. 40).

Указанная взаимосвязь достаточно отчетливо выражена в Мраморном, Эгейском, Алжиро-Прованском и Тирренском бассейнах и слабее — в остальной части Средиземноморской впадины. Особенно большой разброс точек на графиках отмечается для пелитовых илов и заметно меньше он для остальных типов осадков. Заметные колебания влажности в пелитовых илах, по всей видимости, определяются большими колебаниями содержаний карбонатов и различным составом глинистых минералов. Максимальных величин влажность достигает в монтмориллонитовых глинистых илах Левантийской впадины (Vу-4779).

В Восточном и Центральном бассейнах относительное повышение влажности наблюдается в сапропелевидных илах (на 30% и более по сравнению с окружающими их илами).

Обращает на себя внимание, что в однотипных гранулометрических илах, залегающих выше сапропелевидных горизонтов, снижение влажности происходит постепенно, а разница в величинах влажности между ними и сапропелевидным илом небольшая (несколько процентов). Ниже сапропелевидного горизонта влажность убывает резко, и амплитуда ее снижения больше, чем это наблюдается выше рассматриваемого слоя.

Отмеченная особенность в распределении влажности показывает, что происходит выжимание воды из сапропелевидного ила, очевидно, в связи с уплотнением осадочного слоя. Фактор уплотнения в распределении влажности прослеживается отчетливо в мощных слоях однотипных вюрмских илов из Левантийской и Центральной впадин. Наиболее значительный градиент влажности наблюдается в глинистых илах (до 10% на 1 м), а наименьший — для сильноизвестковых (1–3% на 1 м).

Объемный вес. Объемный вес натуральных осадков определяется с помощью колец. Объемный вес скелета осадков (сухого ила с учетом занимаемого им объема в естественном состоянии) рассчитывался по формуле:

$$\delta_T = \frac{\delta_w}{1 + 0,01W},$$

где δ_T — объемный вес скелета осадка; δ_w — объемный вес осадка с естественной влажностью; W — весовая влажность, в %.

Перечисленные физические параметры были определены в ряде колонок из всех основных бассейнов Средиземного моря (табл. 8, 9). Исследования проведены в разных гранулометрических и вещественных типах отложений голоценового и вюрмского возраста.

В разрезе четвертичных отложений объемный вес, как правило, испытывает колебания заметной амплитуды (табл. 9). Закономерное постепенное изменение величин с глубиной удается подметить лишь в нескольких колонках отложений, сложенных однородным илом. Однако разница в величинах в этом случае весьма невелика. К примеру, в колонке Va-1450 на интервале 100–912 см объемный вес увеличивается на 0,2.

Таблица 8

Физические свойства верхнечетвертичных осадков Южно-Адриатической (Vy-7908, -7912), Тирренской (Vy-7927, -7928), Алжиро-Прованской (Vy-7935, -1443) и Альборанской (Vy-7937) впадин Средиземного моря

Номер станции, глубина моря	Горизонт, см	Влажность, %	Объемный вес натурального осадка*	Объемный вес скелета	Фракция < 0,01 мм, %	Тип илов	Возраст
Vy-7908 260 м	10-15	35,0	1,71	1,11	45,74	м/а сл. изв.	Н ₁ III
	60-65	32,1	1,82	1,23	57,85	а.-п. сл. изв.	W _{II}
	110-115	32,3	1,76	1,19	60,67	а.-п. сл. изв.	
	180-185	31,5	1,80	1,23	59,87	"	
	240-245	31,5	1,91	1,31	62,16	"	
Vy-7912 1100 м	250-260	29,6	1,83	1,29	62,28	"	
	40-45	52,7	1,44	0,68	85,18	п. сл. изв.	Н ₁ II
	80-85	53,8	1,41	0,65	85,41	"	Н ₁ I
Vy-7918-2 1310 м	115-120	51,1	1,30	0,64	86,69	"	
	40-45	45,7	1,49	0,81	72,42	"	Н ₁ II
	80-95	46,9	1,44	0,76	69,80	а.-п. сл. изв.	Н ₁ I
Vy-7927 3603 м	240-245	42,4	1,71	0,93	57,39	"	W _{II}
	325-330	43,5	1,29	0,73	73,29	п. сл. изв.	
	32-35	50,5	1,44	0,71	68,48	а.-п. сл. изв.	Н ₁ III-Н ₁ II
	75-80	61,2	1,28	0,46	82,47	п. сл. изв.	Н ₁ I
	140-145	43,2	1,35	0,77	57,83	а.-п.	
Vy-7928-2 2441 м	180-185	43,2	1,36	0,77	75,78	п. изв.	
	202-205	59,2	1,40	0,56	60,97	а.-п. с. изв.	W _{II}
	245-250	50,3	1,45	0,72	58,51	"	
	300-305	53,6	1,37	0,64	58,51	а.-п. изв.	
	45-50	57,7	1,45	0,61	48,67	м/а	Н ₁ I
Vy-7935 2648 м	90-95	50,5	1,53	0,76	41,53	м/а	W _{II}
	99-103	45,2	1,60	0,88	49,20	м/а	
	20-25	39,9	1,66	1,0	70,11	п. изв.	Н ₁
Vy-7937 1332 м	35-46	35,7	1,57	1,0	63,60	а.-п. изв.	W _{II}
	65-72	34,6	1,69	1,11	60,72	а.-п. сл. изв.	
	25-30	50,2	1,59	0,79	78,31	п. сл. изв.	Н ₁ III
Va-1443 2673 м	95-100	45,0	1,56	0,86	78,17	"	Н ₁ II
	135-140	46,0	1,55	0,84	79,25	"	Н ₁ I
	190-195	4,44	1,55	0,86	73,02	"	
	200-205	34,3	1,57	1,17	-	а.-п. изв.	W _{II}
	300-305	34,3	1,84	1,37	-	м/а изв.	
Vy-7937 1332 м	400-405	28,0	1,86	1,45	-	"	
	500-505	28,9	1,80	1,39	-	"	
	600-605	30,0	1,70	1,31	-	а.-п. изв.	W _{I/II} ?
	700-705	26,0	1,80	1,43	-	м/а изв.	
	797-802	25,0	1,89	1,51	-	м/а	
	900-905	32,17	1,71	1,29	-	а.-п. изв.	

* Определения Е.М. Емельянова, Н.М. Кривоновой, Е.Г. Соколовой.

Примечание. Условные обозначения типов осадков ко всем таблицам: кр/а - крупный алевроит, м/а - мелкий алевроит (мелкоалевритовый ил), а.-п. - алевроитово-пелитовый ил, п. - пелитовый ил, беск. - бескарбонатный, сл. изв. - слабоизвестковый, изв. - известковый, с. изв. - сильноизвестковый, сл. ж. - слабожелезистый, сл. м. - слабомарганцовистый, сапр. - сапропеллевидный, В - вулканогенный.

Значительная изменчивость объемного веса в вертикальном разрезе определяется прежде всего гранулометрическим составом осадков. Его величины заметно возрастают по мере увеличения крупности отложений, будучи наименьшими в пелитовых и наибольшими в алевроитовых и песчаных отложениях (табл. 8, 9). В последовательном ряду от пелитовых илов к пескам заметный скачок рассматриваемых величин наблюдается в мелкоалевритовых илах. При дальнейшем повышении крупности они меняются мало.

Объемный вес зависит от содержаний органического вещества. В сапропеллевидных илах его значения аномально низкие (табл. 9).

Таблица 9

Физические свойства верхнечетвертичных осадков Мраморноморского (Va-1417), Восточного (Va-1419, -1456, -1320, -1321), Центрального (Va-1328, -1339, -1450) бассейнов и впадины Африкано-Сицилийского порога (Va-1437) Средиземного моря

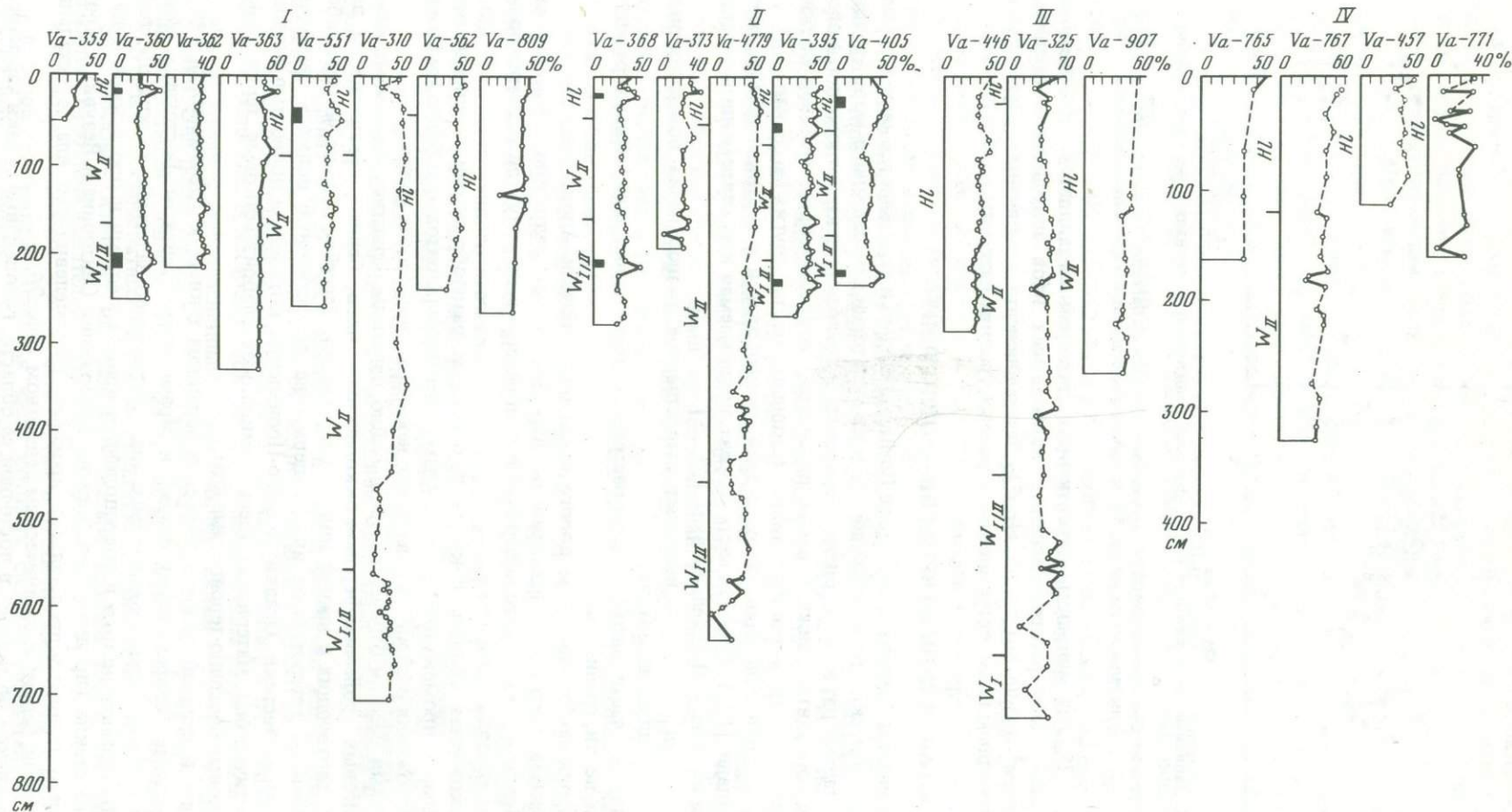
Номер станции, глубина моря	Горизонт осадков, см	Влажность, %	Объемный вес натурально-го осадка*	Объемный вес скелета	Тип ила	Возраст
Va-1417	100-150	51,7	1,36	0,89	п. сл. изв.	H _I
1131 м	150-217	48,2	1,44	0,97	п. сл. изв.	
Va-1419	15-20	45,0	1,49	1,02	а.-п. с. изв.	
Va-2406 м	130-135	41,6	1,59	1,12	а.-п. изв.	W _{II}
	265-270	76,5	1,22	0,69	п. изв. сапр.	W _{I/II}
Va-1456	58-63	51,6	1,43	0,94	а.-п. беск.	H _I
3094 м	95-100	51,6	1,44	0,94	"	W _{II}
	173-178	46,5	1,50	1,03	"	
	228-233	46,5	1,59	1,08	"	
	300-305	46,0	1,54	1,05	"	
Va-1320	65-70	57,8	1,44	0,91	"	
3189 м						
Va-1321	15-20	45,5	1,50	1,03	а.-п. сл. изв.	H _I
3242 м	30-35	36,2	1,71	1,25	а.-п. с. изв.	
	55-60	43,6	1,58	1,09	п. с. изв.	
	135-140	42,6	1,56	1,09	п. изв.	W _{II}
Va-1338	10-15	41,8	1,69	1,19	"	H _I
4769 м	22-27	41,6	1,65	1,16	"	
	81-86	37,2	1,71	1,25	"	W _{II}
	145-150	38,8	1,68	1,29	"	
Va-1339	0-4	48,5	1,59	1,07	а.-п. изв.	H _I
3173 м	11-15	40,3	1,65	1,18	"	
	25-30	39,1	1,67	1,20	"	
	48-53	38,5	1,65	1,19	"	W _{II}
	70-75	36,9	1,68	1,22	"	
	170-175	33,6	1,75	1,30	"	
Va-1450	8-13	53,3	1,45	0,95	п. сл. изв.	H _I
4092 м	60-65	43,9	1,56	1,08	п. с. изв.	
	100-105	51,06	1,46	0,96	"	W _{II}
	245-250	47,7	1,50	1,01	"	
	308-313	45,2	1,52	1,05	"	
	478-483	43,1	1,54	1,07	"	
	591-596	39,2	1,59	1,14	"	W _{II} ?
	610-615	40,7	1,59	1,13	"	
	691-696	40,7	1,59	1,13	"	
	796-801	40,1	1,63	1,16	"	
	907-912	42,2	1,66	1,17	"	
Va-1437	7-12	46,8	1,49	1,01	п. изв.	H _I
1707 м	100-105	42,7	1,54	1,08	"	
	162-167	42,7	1,53	1,08	"	W _{II}
	385-390	46,71	1,51	1,03	"	

* Определения Е.Г. Соколовой.

Намечается лишь некоторое увеличение объемного веса с возрастанием содержания карбонатов, но оно не очень четкое.

По материалам глубоководного бурения [308, 309], плотность четвертичных осадков несколько возрастает вниз по разрезу, хотя эта тенденция выражена не везде резко.

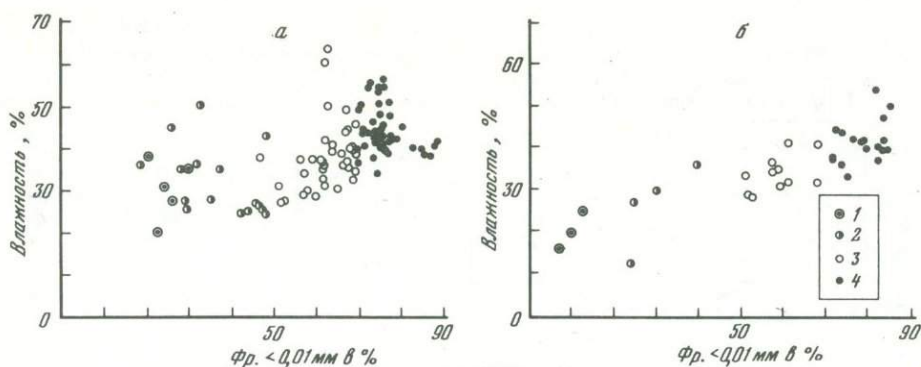
В скв. 130 и 130А в слое мощностью 563 м объемный вес илов колеблется от 1,2 до 1,7 г/см³, неоднократно меняясь по разрезу и обнаруживая тесную связь с изменениями состава отложений.



Р и с. 39. Влажность верхнечетвертичных осадков

I, II – Восточное Средиземноморье, III – Алжиро-Прованская впадина,

IV – Тирренская впадина. Черным показано положение прослоев сапропелевидных илов



Р и с. 40. Зависимость влажности от содержаний пелитового материала в верхнечетвертичных осадках

а — Восточное Средиземноморье, *б* — Алжиро-Прованский бассейн. Типы осадков: 1 — крупный алеврит, 2 — мелкоалевритовый ил, 3 — алевритово-пелитовый ил, 4 — пелитовый ил

В скв. 125, где мощность четвертичных отложений составляет 35 м, объемный вес широко здесь распространенных карбонатных илов находится в пределах 1,3–1,8 г/см³ (чаще около 1,5 г/см³). Резко сниженные величины приурочены к сапропелевидным илам, встреченным на разных уровнях разреза.

СОСТАВ ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Эта часть разреза относится к биоzone *Emiliania huxleyi* и расчленяется на ряд климатостратиграфических подразделений. На всей акватории Средиземного моря сравнительно детально изучены голоценовые, верхне- и средневюрмские отложения. Более глубокие горизонты (нижний вюрм, рисс-вюрм) вскрыты в ряде районов Восточного и Центрального бассейнов и лишь в единичных местах других бассейнов.

Голоцен. Слой голоценовых отложений неоднороден и в вертикальном разрезе, и по площади [122]. Верхняя часть разреза, принимаемая как современные осадки, подробно изучена Е.М. Емельяновым [27, 28].

Составленная им карта выявляет существенное разнообразие поверхностных отложений Средиземного моря.

На большей части шельфа распространены терригенные илы, меньше развиты алевриты, пески, гравий, галька.

На Африкано-Сицилийском пороге и северной области Адриатического мелководья весьма широко распространены переотложенные реликтовые раковинные пески. Вдоль Африканского побережья в прибрежной зоне получили развитие оолитовые и псевдоолитовые пески.

Глубоководная область покрыта в основном разнообразными терригенными, биогенными и промежуточного типа илами. Песчано-алевритовые и более грубозернистые отложения распространены на дне некоторых подводных долин.

Восточный бассейн отличается чрезвычайно широким развитием биогенных silico-карбонатных фораминиферо-кокколитовых илов, бедных органическим веществом, тяготеющих к южной зоне. В Тирренском бассейне больше, чем где-либо, распространены гетерогенные илы, содержащие существенную примесь тонкодисперсной пирокластике. Осадки Алжиро-Прованской котловины полностью лишены пирокластического материала. Здесь доминируют слабоизвестковые терригенные и известковые биогенно-терригенные илы.

Верхний и средний голоцен сложен в основном такими же отложениями как и поверхностные (современные) осадки в Мраморном, Эгейском, Восточном, Центральном и Южно-Адриатическом бассейнах. Характерно залегание тонких прослоек слабомарганцовистого и птероподового илов, а местами и прослоек вулканического стекла (продукты минонского извержения Санторина и Везувия). Кровля нижнего голоцена представлена прослоем сапропелевидного ила, а остальная часть — илами, бедными органическим веществом (рис. 96).

В Тирренской котловине, в восточной ее области, голоценовые осадки характеризуются обилием пеплового материала. Наряду с рассеянной тонкодисперсной пиро-

кластикой, встречаемой в илах, здесь часты прослой чистой пирокластики. Немало также горизонтов турбидитов с существенной примесью вулканического материала, особенно на дне подводных долин и у подножия склона. В остальной части моря доминируют биогенно-терригенные карбонатные илы, среди которых залегают прослой органогенно-обломочных алевритов небольшой мощности (рис. 96).

В Алжиро-Прованском бассейне голоценовые отложения хорошо изучены в ряде районов шельфа.

На Лионском участке шельфа в средней его части выявлен молодой конседиментационный прогиб, где мощность голоценовых отложений достигает 50 м [137, 139]. На северном борту этого прогиба напротив Роны на глубинах 30–50 м под тонким слоем илов вскрыты песчаные бары возрастом 8,2–9,8 тыс. лет, реликты фландрской трансгрессии.

В зоне северного континентального склона (Пиренейского, Лионского, Прованского) и на севере абиссальной равнины доминируют известковые биогенно-терригенные илы с умеренными содержаниями $C_{орг}$, меняющимися в разрезе. Нередки здесь маломощные прослойки обломочных и органогенно-обломочных алевритов, реже — песков. Они особенно часты у подножий континентальных склонов.

Терригенные илы доминируют на алжирском склоне и прилегающей части абиссальной равнины (рис. 96).

В Альборанской впадине наибольшее развитие получили терригенные илы с прослойками алевритов и песков.

Верхний вюрм. В Восточном бассейне в нижней части принильского шельфа выявлены прибрежно-морские отложения возрастом 16 тыс. лет и более, свидетели глубокой поздневюрмской регрессии [450].

В глубоководной области Восточного и Центрального бассейнов наиболее широко развиты карбонатные биогенно-терригенные илы, бедные органическим веществом ($< 0,3 C_{орг}$), а в некоторых областях высококарбонатные биогенные (рис. 95, [122]). Лишь в Левантийской впадине на обширной площади распространены терригенные илы, обогащенные терригенным гумусом. В этих разрезах часты прослой терригенных песков и алевритов. Как показало изучение минерального состава отложений, вся толща здесь сложена нильскими наносами, поставляемыми сюда главным образом придонными суспензионными потоками. Широкое развитие в верхневюрмских осадках получили маломощные прослойки пирокластики, число которых возрастает в Центральной котловине. Как показало петрохимическое изучение стекол, прослой тефры генетически связаны с извержениями кампанских вулканов и Санторина [315].

В глубоководных впадинах Восточного бассейна довольно часты прослой турбидитов, сложенных песчано-алевритовыми отложениями, обломочными и органогенно-обломочными. Разрезы верхнего вюрма свидетельствуют о мощном поступлении сюда терригенного песчано-алевритового материала суспензионными потоками по подводным долинам принильского и южно-апеннинского склонов.

Верхневюрмские осадки Южно-Адриатической впадины представлены илами и мощными слоями терригенных песчано-алевритовых отложений (турбидитов). Здесь встречены и пепловые прослой, сложенные продуктами кампанских вулканов [455].

Во впадинах Африкано-Сицилийского порога доминируют карбонатные биогенно-терригенные илы с редкими прослойками вулканического стекла.

В Тирренской котловине наблюдается та же асимметрия в распределении осадков, как и в голоцене. В восточной области подавляющая часть разреза сложена гетерогенными илами с многочисленными прослойками чистой мелкоалевритовой пирокластики. Они более часты, чем в голоценовом горизонте и, кроме того, распространены на большей площади. Отдельные из них прослеживаются далеко на запад уже в зоне развития карбонатных биогенно-терригенных и биогенных илов.

Как показало изучение минерального состава прослов тефры, их накопление связано в основном с деятельностью кампанских вулканов.

В подводных долинах, у подножия склона и на абиссальной равнине многочисленны прослой турбидитов, большая часть которых сложена гетерогенным песчано-алевритовым материалом. Значительная доля его состоит из переотложенной пирокластики.

В Алжиро-Прованском бассейне на краю лионского шельфа (глубины 80–100 м) вскрыты прибрежно-морские отложения верхнего вюрма возрастом 18–35 тыс. лет [138]. Они представлены галькой, гравием, песками, алевритами и алевритовыми илами с остатками бореальных моллюсков. Это реликты поздневюрмской регрессии. Подобные образования встречены также на краю прованского [283] и алжирского шельфа [327].

В многочисленных подводных каньонах Пиренейского, Лионского и Прованского континентальных склонов верхневюрмский разрез представлен турбидитами, состоящими в основном из песчано-алевритового, реже — гравийно-галечного материала [189, 191].

На водораздельных участках склонов развиты либо слабоизвестковые терригенные, либо карбонатные терригенно-биогенные илы. Лишь на Сардинском и Южно-Балеарском склонах местами распространены биогенные сильноизвестковые фораминиферо-кокколитовые илы.

На абиссальной равнине залегают слабоизвестковые терригенные и известковые биогенно-терригенные илы с прослоями обломочного и органогенно-обломочного песчано-алевритового материала. Они как правило маломощны (мощность не превышает 10 см). Их число и мощность возрастают у подножий склонов. Чаще всего это турбидиты и контуриты, реже — золиниты.

В Альборанском бассейне верхневюрмские осадки в подавляющей своей части терригенные. Это илы с многочисленными прослойками песчано-алевритового материала [305]. По существу, разрез представлен серией турбидитов. Некоторые из них по результатам изучения колонок осадков и данным сейсмопрофилирования прослежены почти на всей площади абиссальной равнины.

Средний вюрм. Средневюрмские осадки на значительной площади вскрыты в Восточном и Центральном бассейнах, а в остальных областях Средиземного моря — лишь в единичных районах. Литологически они сходны с голоценовыми. В отличие от голоцена в их составе встречен не один, а серия сапропелевидных илов, состоящая из 4 прослоев. Вмещающие илы бедны органическим веществом и разнообразны по карбонатности. В отдельных районах принильского склона почти весь разрез состоит из терригенных илов, бескарбонатных и слабоизвестковых. Известковые биогенно-терригенные илы получили развитие в средней части горизонта.

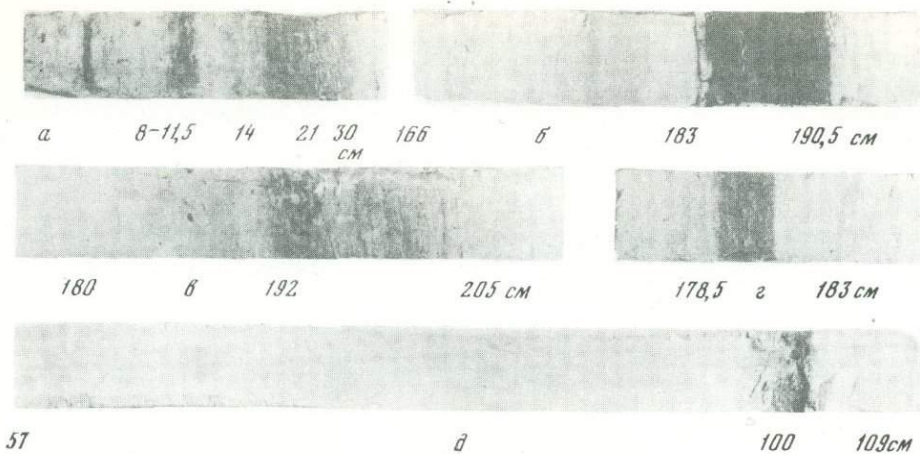
В центральной части Левантийской впадины доминируют терригенные (бескарбонатные и слабоизвестковые) илы, переслаивающиеся с редкими прослоями известковых и сильноизвестковых илов, а в северо-восточной области наблюдается переслаивание слабоизвестковых и известковых илов, а в юго-западной части доминируют известковые илы.

На Восточно-Средиземноморском валу наблюдается переслаивание известковых и сильноизвестковых илов на южном склоне, спускающемся в Левантийскую впадину, и на северном склоне напротив Крита. Почти нацело известковыми илами с редкими прослойками пирокластики разрез сложен в срединной и западной областях вала, в отдельных районах критского континентального склона и некоторых глубоководных впадинах Эллинского желоба. Слабоизвестковые илы с прослоями известковых доминируют в нижней зоне Южно-Апеннинского склона. Нацело терригенными слабоизвестковыми и бескарбонатными илами средний вюрм сложен на бортах Мессинской подводной долины, в устьевой части подводной долины Таранто. В то же время в наиболее глубокой части Центральной котловины средневюрмские осадки сложены сильноизвестковыми тонкодисперсными илами.

В Тирренском бассейне средневюрмский разрез существенно различается в восточной и западной областях. Различие определяется главным образом обогащением отложений восточной части (абиссальная равнина, неаполитанский склон) пирокластикой.

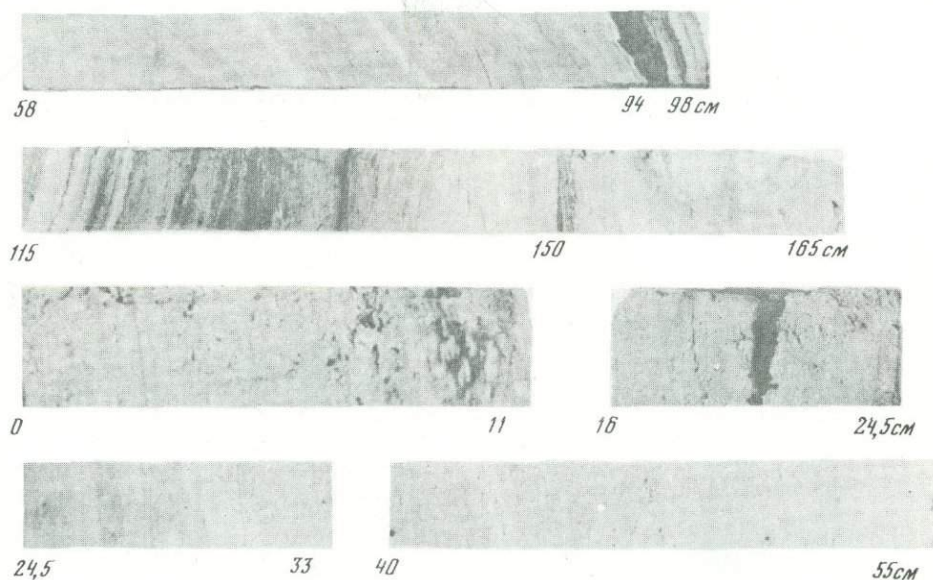
В юго-восточной области абиссальной равнины средневюрмский горизонт сложен более карбонатными осадками, чем верхневюрмский. Характерно частое переслаивание слабоизвестковых илов. Несколько прослоев (вверху и в низу разреза) обогащены органическим веществом.

Карбонатные илы доминируют на северо-западном, западном и южном склонах и у их подножий. Прослой пирокластики здесь редки.



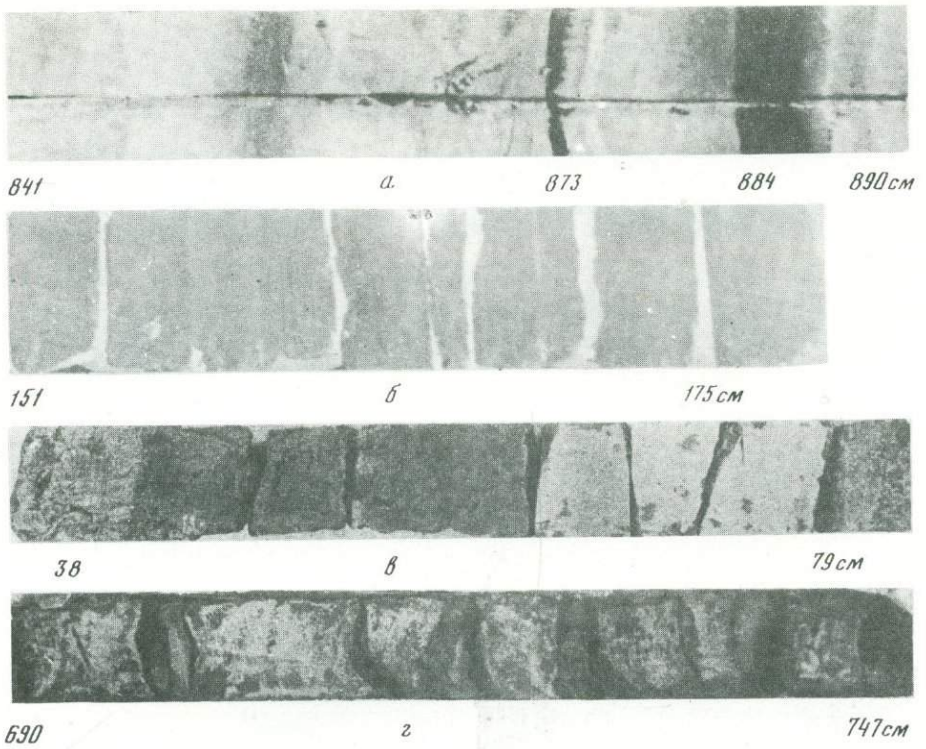
Р и с. 29. Фрагменты колонок осадков с Восточно-Средиземноморского вала

а – ст. Va-1746-3, гор. 8–11,5 см – слабомарганцовистый ил; *б* – гор. 14–21 и 183–190,5 см – сапропелевидные илы, вмещающие илы – сильноизвестковые фораминиферо-кокколитовые; *в* – ст. Va-1747-2, гор. 192–205 см – слабомарганцовистый ил; *г* – ст. Va-1749, гор. 178,5–183 см – сапропелевидный ил; *д* – ст. Va-1748-2 – сильноизвестковые фораминиферо-кокколитовые илы с прослоями алевролита

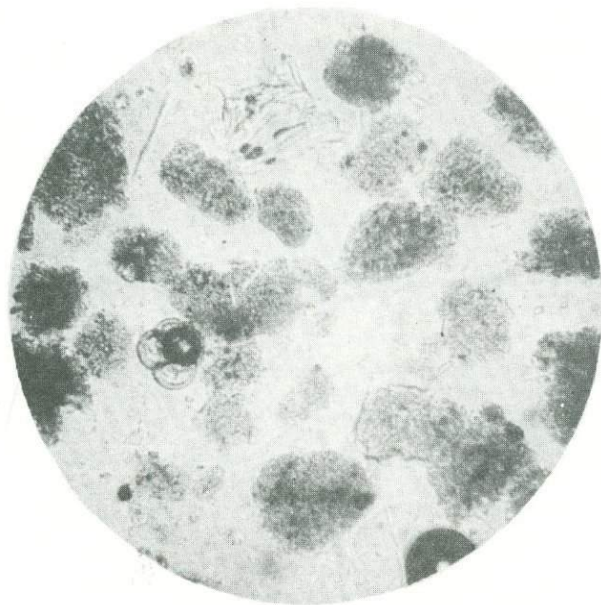


Р и с. 32. Фрагменты колонок осадков (ст. Va-1750) с африканского склона

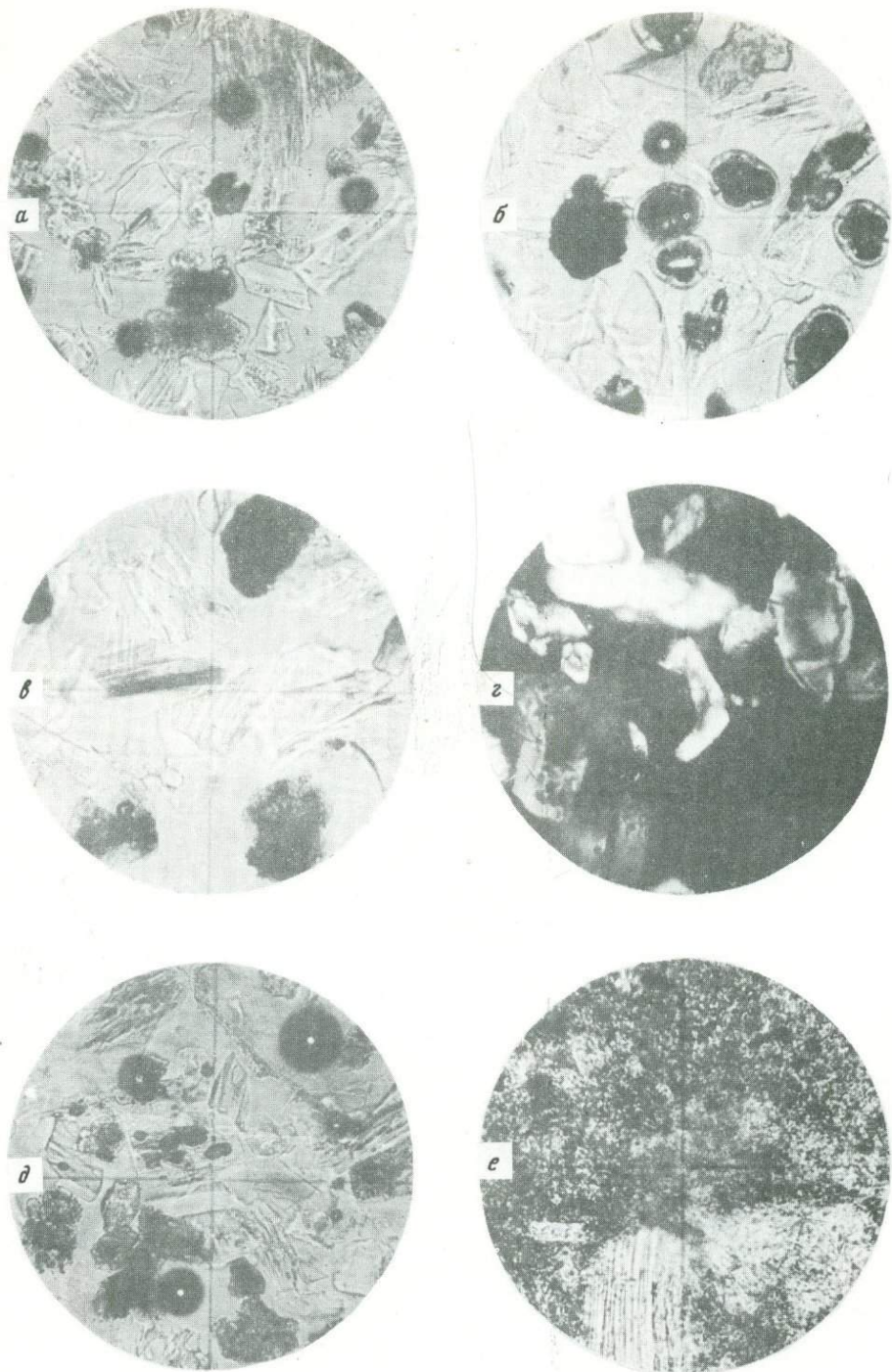
8–11 см – голоценовый слабомарганцовистый ил; 16–24 см – сапропелевидный ил; 24,5–58 см – сильноизвестковые илы (верхний вюрм); 58–98 см – известковый ил с наклонной слоистостью (внизу сапропелевидный ил); 113–160 см – темные прослойки сапропелевидных илов; 160–165 см – сильноизвестковые илы с линзовидной текстурой



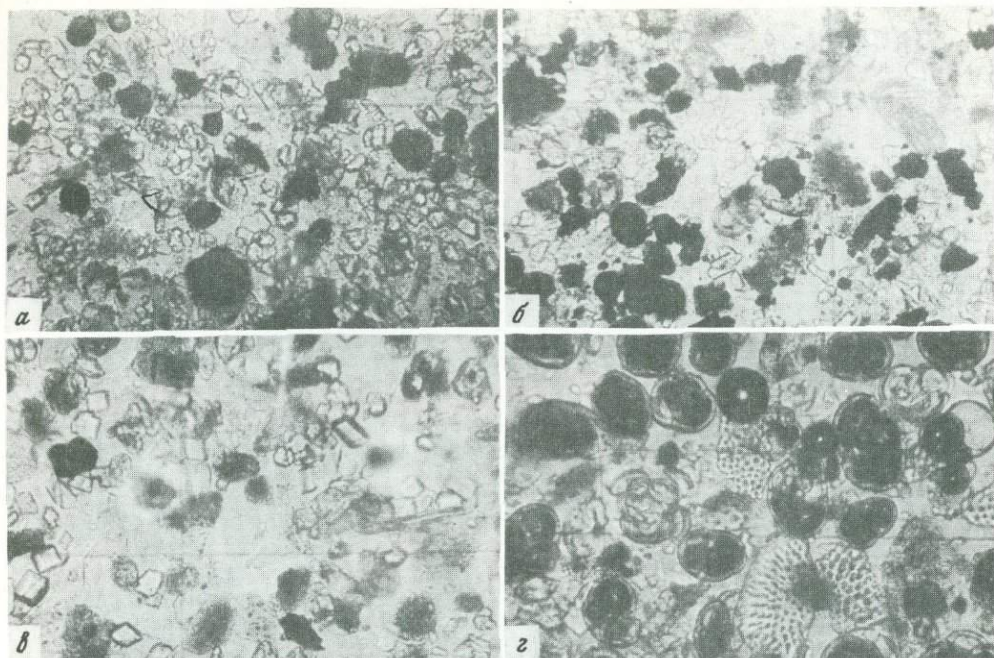
Р и с. 36. Фрагменты разрезов верхнечетвертичных осадков Тирренской впадины
a – ст. Va-325, гор. 841–884 см – известковые илы; 884–888 см – сапропелевидный ил; *б* – ст. Va-1769, 151–175 см – зеленовато-серый плотный микрослоистый селадонитовый ил; *в* – ст. Va-767; *г*: ст. Va-1443



Р и с. 52. Микрофотографии глауконитоподобных зерен из прослоев селадонитовых илов (ст. Va = 1760, 140–151 см)

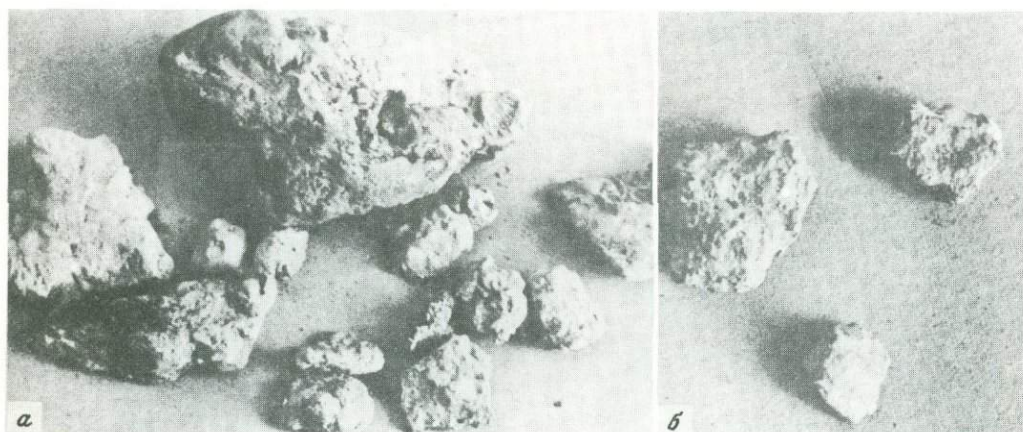


Р и с. 56. Микрофотографии вулканогенного материала (фракция 0,1–0,05 мм × 160)
a – бесцветное стекло ($n = 1,51$) в прослое тефры голоценовых осадков Критской впадины (ст. Va-1342, 65–70 см); *б* – то же, но в прослое тефры верхнеголоценовых осадков Восточно-Средиземноморского вала (ст. Va-400, 8,5–15 см); *в*, *г* – бесцветное стекло ($n = 1,52$) и пироксены из прослоев тефры верхневюрмских осадков (ст. Va-400, 60–65 см); *д*, *е* – бесцветное стекло из прослоев тефры голоценовых осадков Тирренской впадины (ст. Va-952, 50–65 см)



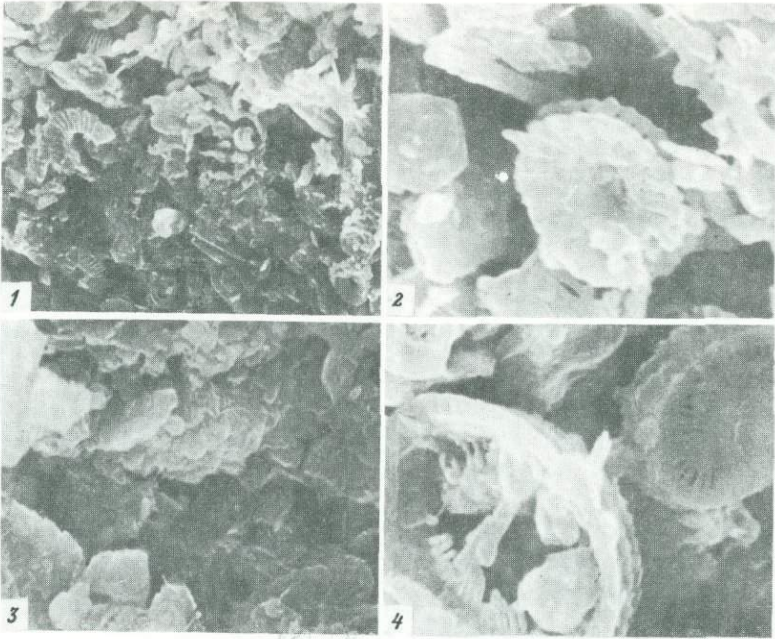
Р и с. 62. Фораминиферы и аутигенные карбонаты в крупноалевритовой фракции верхнечетвертичных осадков (микрофотографии, $\times 160$, без анализатора)

a – ст. Vu-4779 (верхний вюрм), *б* – ст. Vu-4779 (нижний голоцен), *в* – ст. Va-76 (верхний вюрм), *г* – ст. Va-767 (голоцен)

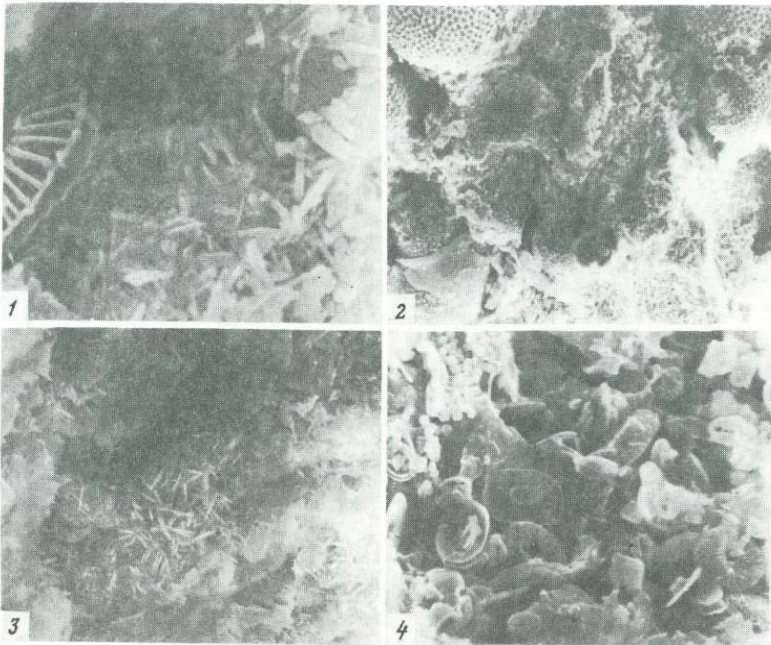


Р и с. 63. Глинисто-известковые стяжения в современных (*a*) и средневюрмских (*б*) осадках восточной части Средиземного моря (ст. Va-1745) (*a* – натуральная величина, *б* – $\times 2$)

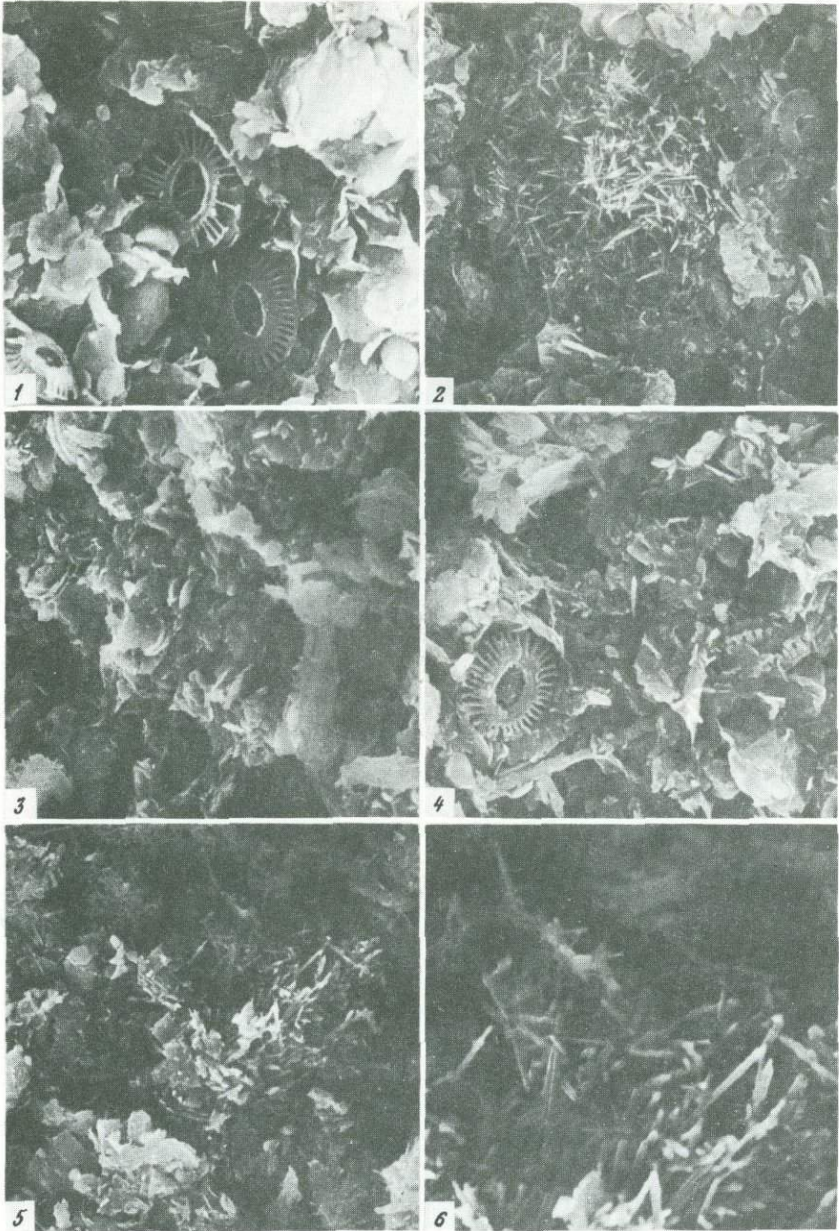
А



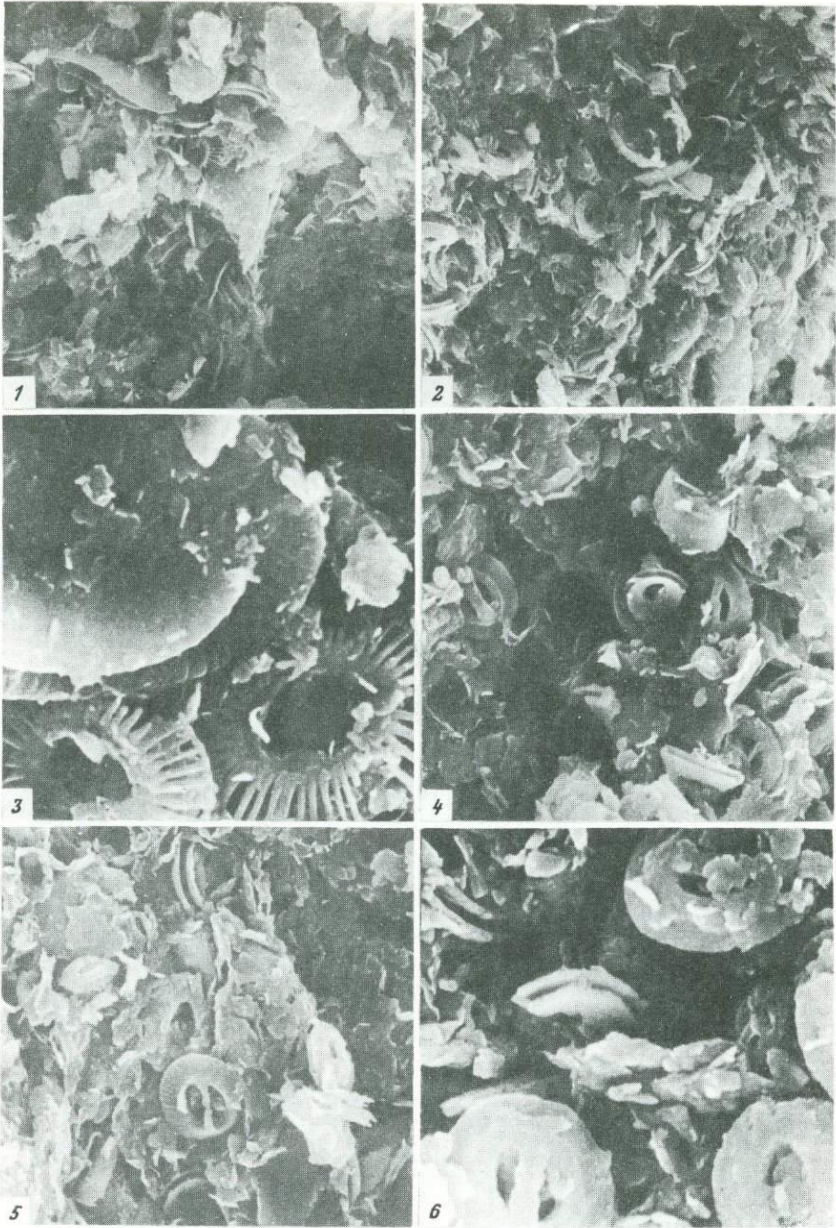
Б



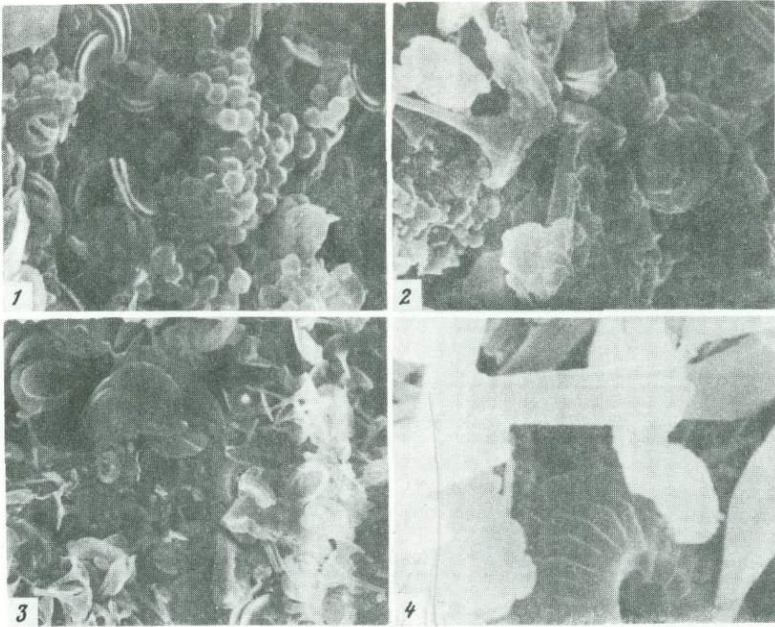
Р и с. 64 (начало)



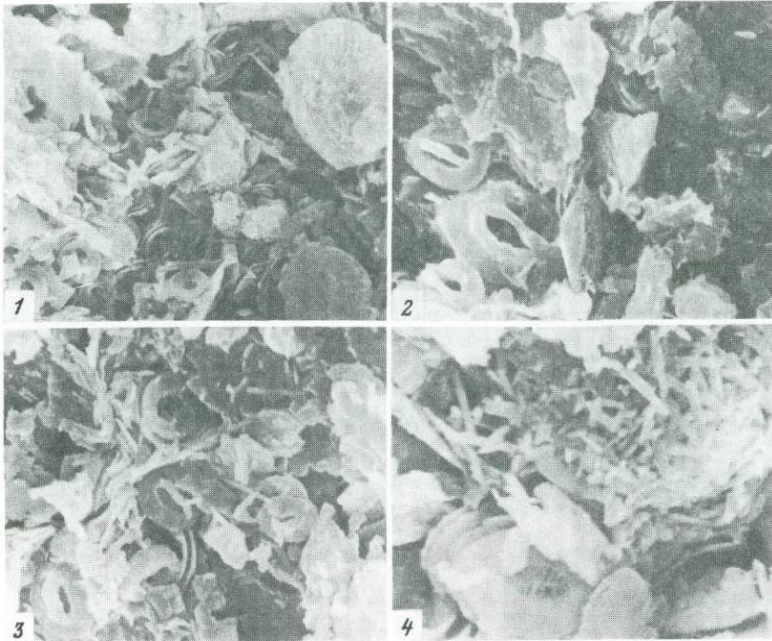
вюрм); 2 - 424-428 см - то же (X 6000); 3 - 424-428 см - то же (X 2000); 4 - 424-428 см - *Cyclocolithus macintyreii* Bukry (X 10000); Г - ст. Va-1328: 1 - 428-431 см - массовое развитие кокколлитов (X 3000) в известковом иле, видны *Gephyrocapsa oceanica*; 2 - 430-455 см - массовое развитие тех же кокколлитов (X 6000) в сильноизвестковом сапропелевидном иле (риссвюрм); 3 - 459-463 см - массовое развитие тех же кокколлитов (X 6000) в известковом иле; 4 - 459-463 см - гнездо арагонита (X 10000); Д - ст. Va; 1450: 1 - 13-14 см (X 6000) - многочисленные кокколлиты *Emiliana huxleyi* Lohm в голоценовом слабоизвестковом иле; 2 - 63-65 см - кокколлиты *Emiliana huxleyi* Lohm и гнездо арагонита (X 3000) в сильноизвестковом пелитовом иле, видны мелкие кристаллы карбонатов; 3 - 165-167 см - кокколлиты *Emiliana huxleyi* Lohm (X 3000) в сильноизвестковом пелитовом иле, 4 - 854-856 см - кокколлиты *Emiliana huxleyi* Lohm (X 6000) в известковом пелитовом иле, 5 - 960-962 см - гнездо арагонита (X 5000), единичные кокколлиты *Emiliana huxleyi* Lohm и неправильной формы кристаллы карбонатов в сильноизвестковом пелитовом иле, 6 - 960-962 см - иглы арагонита (X 10000); Е - ст. Va-325: 1 - 114-125 см - немногочисленные кокколлиты *Emiliana huxleyi* Lohm и другие (X 3000) в известковом пелитовом иле (верхний вюрм?); 2 - 512-521 см - массовое развитие кокколлитов (X 3000) в известковом пелитовом иле; 3 - 512-521 см - *Emiliana huxleyi* Lohm и *Helicorontosphaera* (X 10000); 4 - 722-738 см - массовое развитие кокколлитов *Gephyrocapsa sarribeana* (?) (X 5000) в известковом пелитовом иле; 5 - 904-919 см - массовое развитие кокколлитов *sarribeana* (X 6000) в известковом пелитовом иле; 6 - 1090-1106 см - массовое развитие кокколлитов (X 9000) в сильноизвестковом пелитовом иле



Р и с. 64 (окончание)

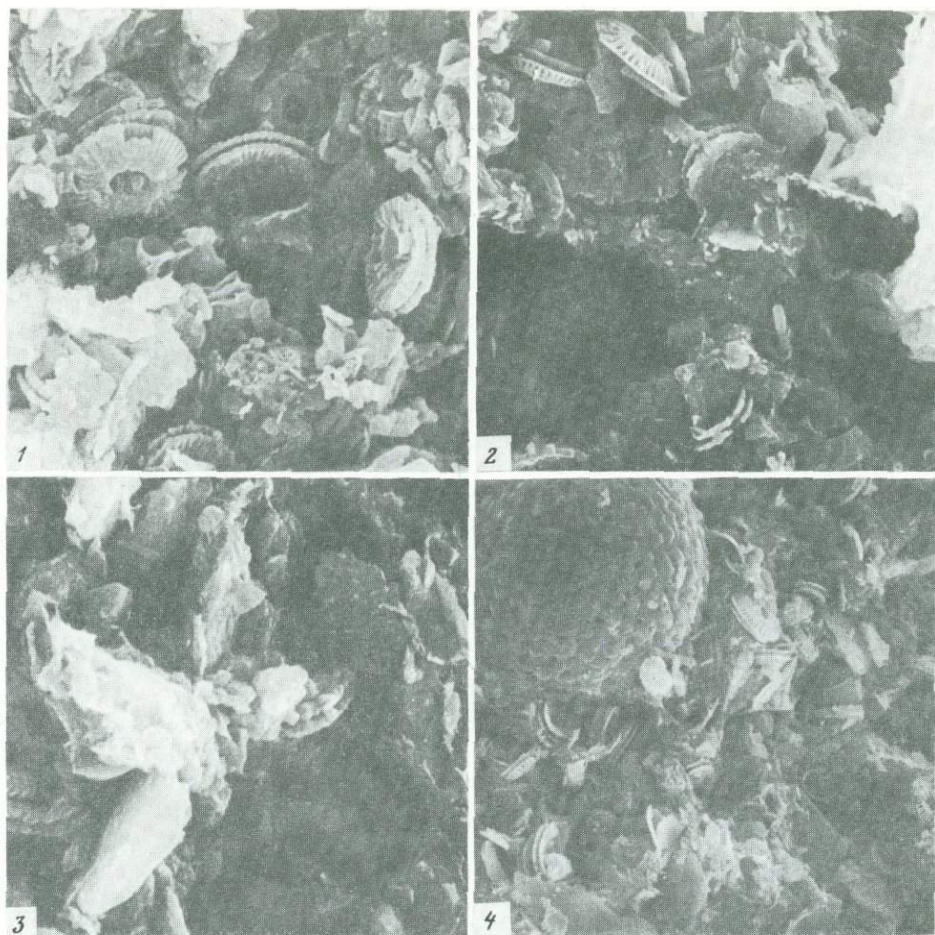


Г



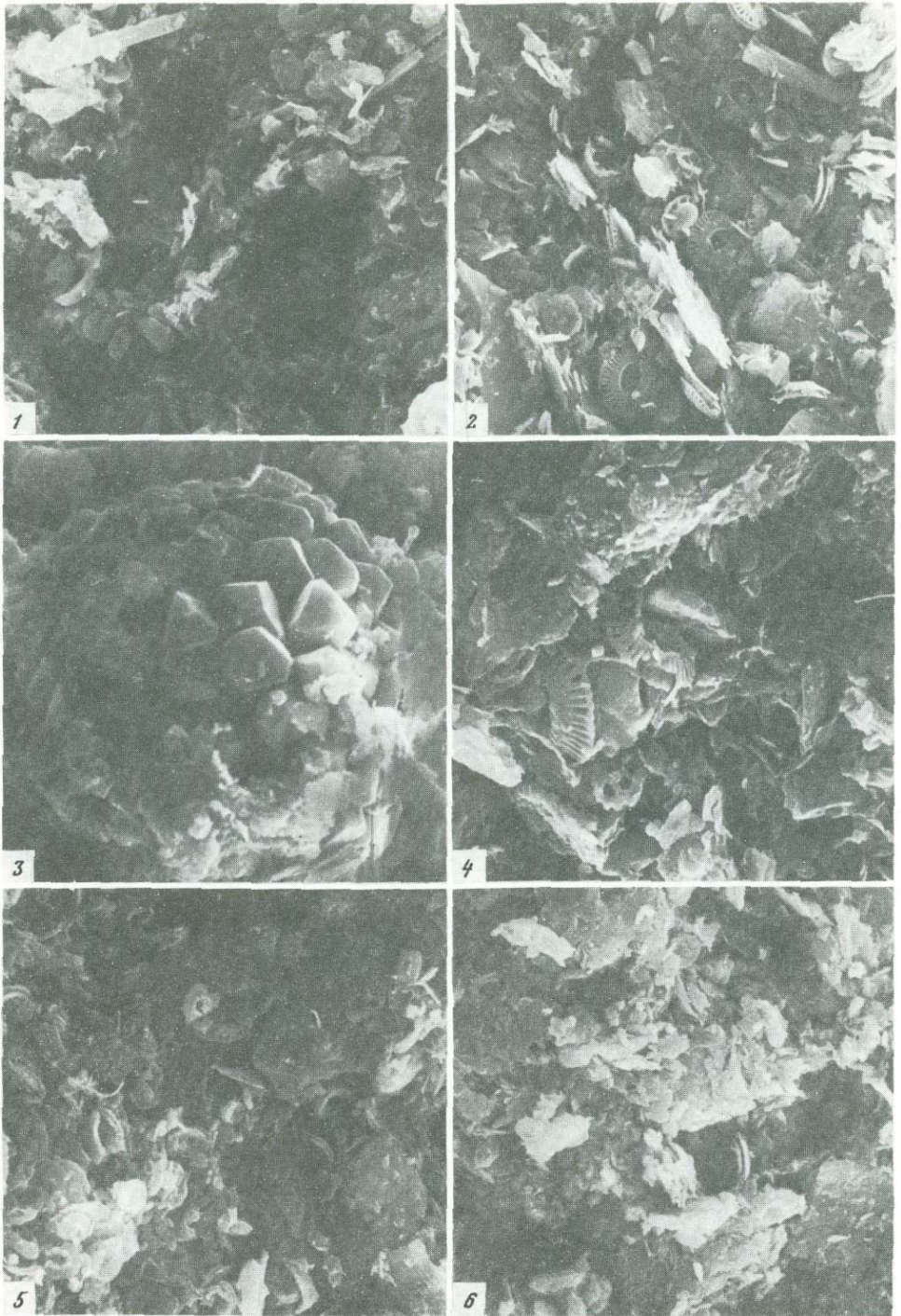
Р и с. 64. Микрофотографии плейстоценовых осадков Восточно-Средиземноморского вала (ст. Va-1328), Центральной (ст. Va-1450) и Тирренской (ст. Va-325) впадин

А — ст. Va-1328: 1 — 20–25 см — массовое скопление кокколлитов (X 3000) в сильно известковом алевритово-пелитовом иле (голоцен); 2 — 20–25 см — *Gephyrocapsa oceanica* Kamptner (X 10000); 3 — 80–93 см — карбонатные агрегаты (слипшиеся кристаллы) (X 6000) в сильноизвестковом иле (верхний вюрм); 4 — 80–93 см — единичные кокколлиты (X 10000); Б — ст. Va-1328: 1 — 290–293 см — арагонит и обломок кокколита (X 6000) в сильноизвестковом пелитовом иле; 2 — 293–301 см — скопление фораминифер (X 100) в сильноизвестковом сапропелевидном иле (средний вюрм); 3 — 301–303 см — гнезда арагонита (X 3000) в сильноизвестковом пелитовом иле; 4 — 303–304 см — массовое скопление кокколлитов (X 3000) в сильноизвестковом иле; В — ст. Va-1328: 1 — 424–428 см — массовое скопление кокколлитов (X 6000), видны *Gephyrocapsa oceanica* Kamptner кристаллов пирита в известковом сапропелевидном иле (рис-

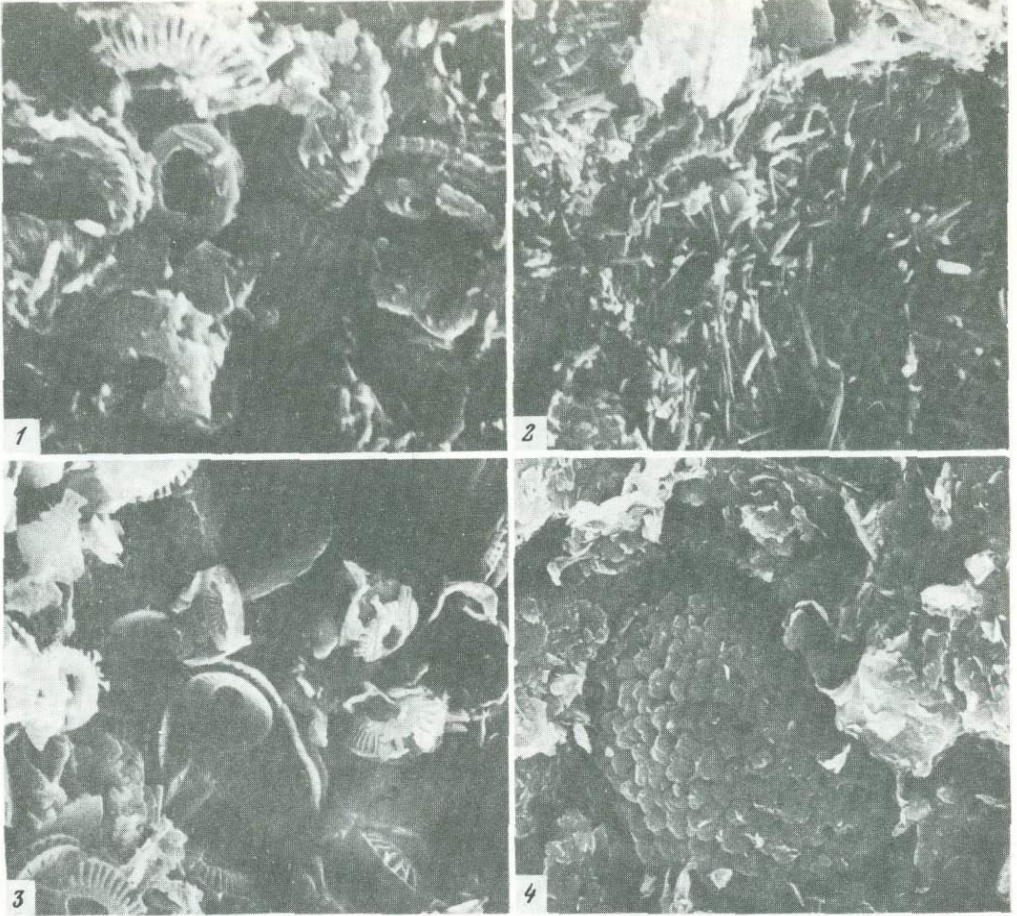


Р и с. 65. Микрофотографии верхнечетвертичных осадков с Восточно-Средиземноморского вала (ст. Va-1748), Эллинского желоба (ст. Va-2203) и Центральной впадины (ст. Va-2185) (стереоскан)

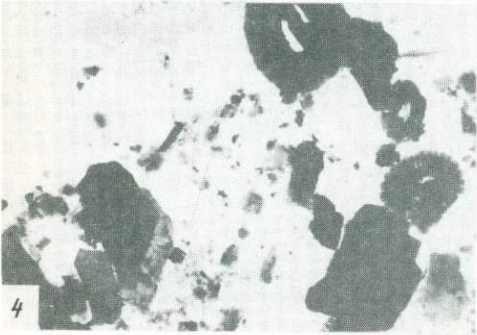
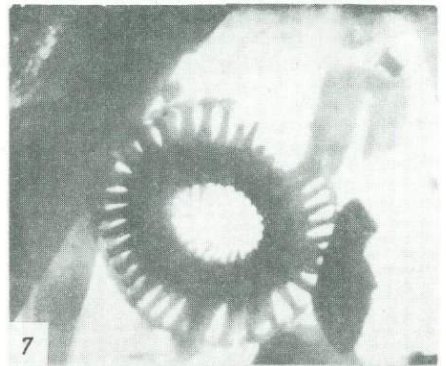
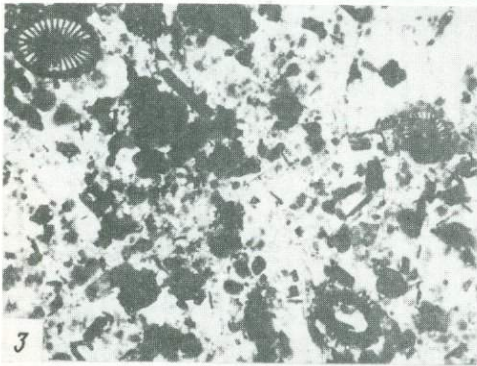
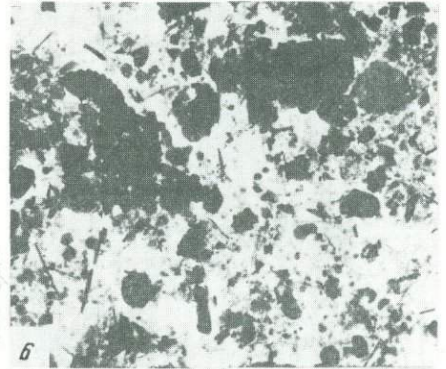
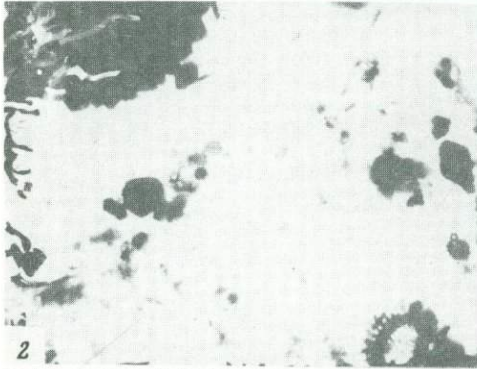
А — ст. Va-1748: 1 — 0–3 см — массовое развитие кокколитов, видны *Emiliana huxleyi* Lohm (X 5000) в сильноизвестковом алевроитово-пелитовом иле (верхний голоцен); 2 — 19,5–21 см — то же, но в сапропелевидном иле (X 6000) (нижний голоцен); 3 — 75–85 см — редкие кокколиты *Emiliana huxleyi* Lohm (X 6000) в сильноизвестковом алевроитово-пелитовом иле (верхний вюрм); 4 — 109–120 см — массовое развитие кокколитов (видны *Emiliana huxleyi* Lohm (X 3000) в сильноизвестковом алевроитово-пелитовом иле) (верхний вюрм); Б — ст. Va-2203: 1 — 0–3 см — массовое развитие кокколитов, видны *Emiliana huxleyi* Lohm (X 3000) в сильноизвестковом алевроитово-пелитовом иле; 2 — 16–18,5 см — то же (X 3000), но в сапропелевидном иле (нижний голоцен); 3 — 16–18,5 см — пирит (X 3000) в известковом сапропелевидном иле; 4 — 25–30 см (X 6000) — массовое развитие кокколитов в известковом алевроитово-пелитовом иле (нижний голоцен); 5 — 50–51,5 см — массовое развитие кокколитов, видны *Emiliana huxleyi* Lohm (X 3000) в известковом пелитовом иле (верхний вюрм); 6 — 112–115 см (X 3000) — редкие кокколиты в известковом алевроитово-пелитовом иле (верхний вюрм); В — ст. Va-2185: 1 — 3–10 см — массовое развитие кокколитов *Emiliana huxleyi* Lohm (X 9000) в сильноизвестковом пелитовом иле (верхний голоцен), 2 — 3–10 см — иглы арагонита (X 7500), 3 — 52–54 см — массовое развитие кокколитов, видны *Emiliana huxleyi* Lohm (X 6000) в известковом сапропелевидном иле (нижний голоцен); 4 — 102–167 см *Thoracosphaera* (X 3000) с кристаллами карбонатов на поверхности, кокколиты редкие



Р и с. 65 (продолжение)



Р и с. 65 (окончание)

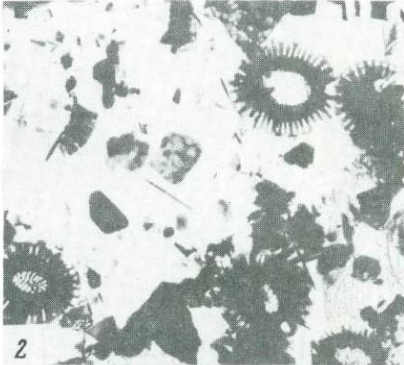


Р и с. 66. Электронные микрофотографии пелитовых фракций верхнечетвертичных осадков

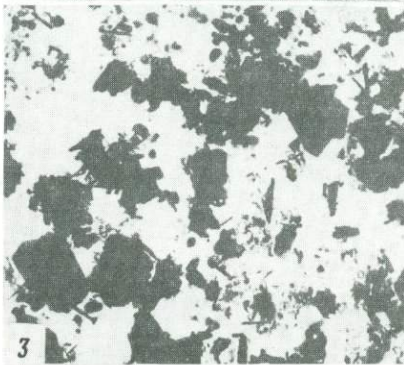
А - 1 - ст. Va-1750, 0-3 см, фр. 0,005-0,001 мм (X 7000), 2 - ст. Va-1750, 0-3 см, фр. < 0,001 мм (X 7000), 3 - ст. Va-1750, 56-64,6 см, фр. 0,01-0,005 мм (X 7000), 4 - ст. Va-1750, 56-64,5 см, фр. 0,005-0,001 мм (X 7000), 5 - ст. Va-1750, 130-141,5 см, фр. 0,005-0,001 мм (X 7000), 6 - ст. Va-1750, 130-141,5 см, фр. < 0,001 мм (X 7000), 7 - ст. Va-1321, 260-310 см, фр. 0,01-0,001 см (X 7000) - кокколиты, их обломки, гидрослюды, 8 - ст. Va-1321, 260-310 см, фр. < 0,001 мм (13300) - обломки кокколитов, тонкодисперсный монтмориллонит, пластинки каолинита



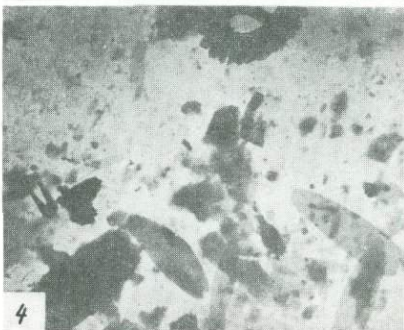
1



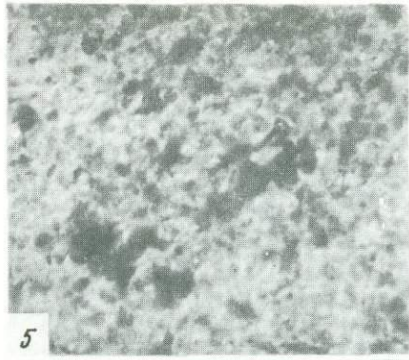
2



3



4



5



6

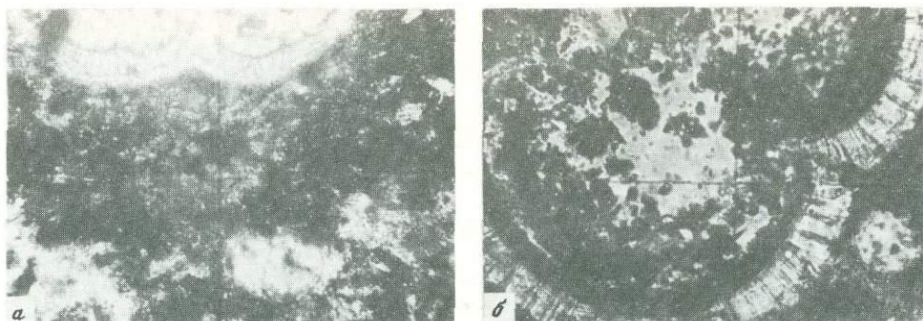


7



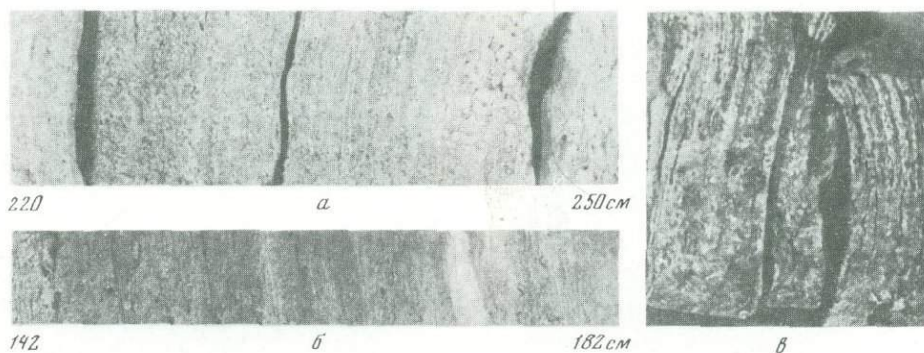
8

Р и с. 66 (о к о н ч а н и е)



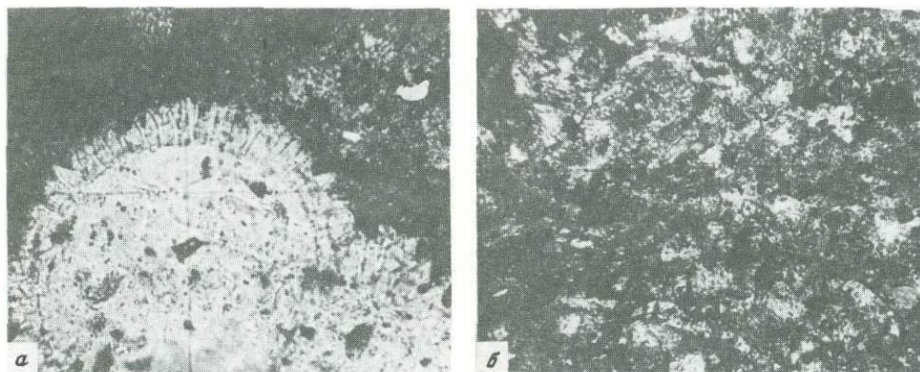
Р и с. 67. Микрофотографии раковин фораминифер из верхнечетвертичных илов (шлиф, без анализатора, $\times 320$)

a — известковый сапропелевидный ил (ст. Va-1328, 424–428 см) темное — бурое аморфное органическое вещество



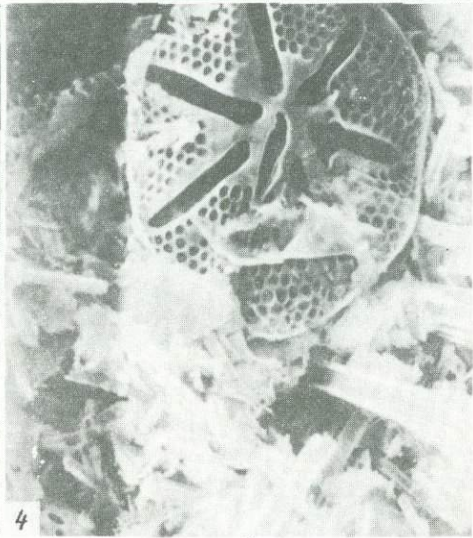
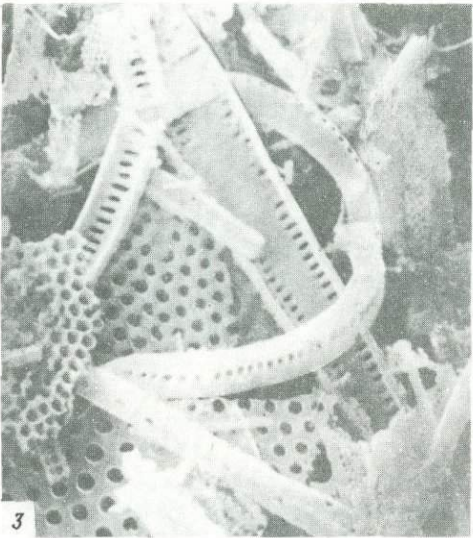
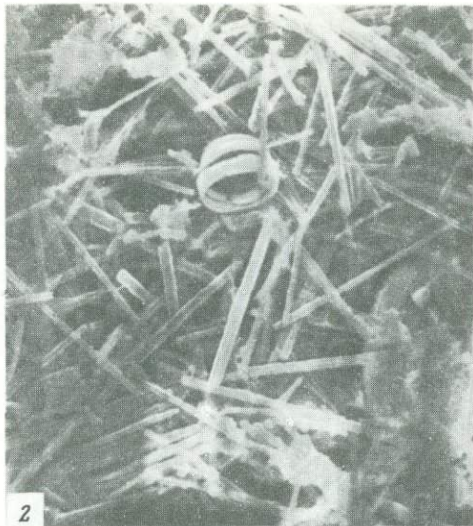
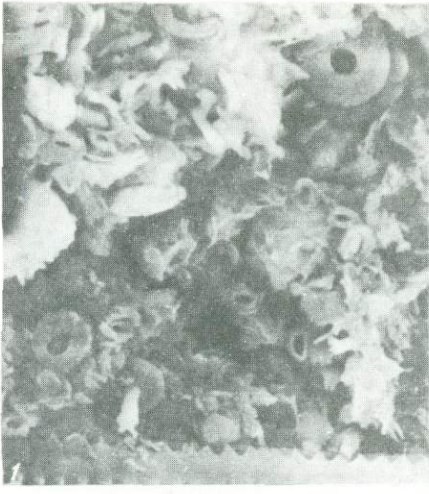
Р и с. 71. Прослои сапропелевидных илов

a — микрослоистый диатомовый сапропелевидный ил (33,9%, SiO_2 аморф, 4,63% $\text{C}_{\text{орг}}$, ст. Va-1319, 220–250 см); *б* — микрослоистый сапропелевидный ил (1,37–3,28% $\text{C}_{\text{орг}}$, ст. Va-1748, 31–54,5 см); *в* — сильноизвестковые сапропелевидные илы из Черного моря



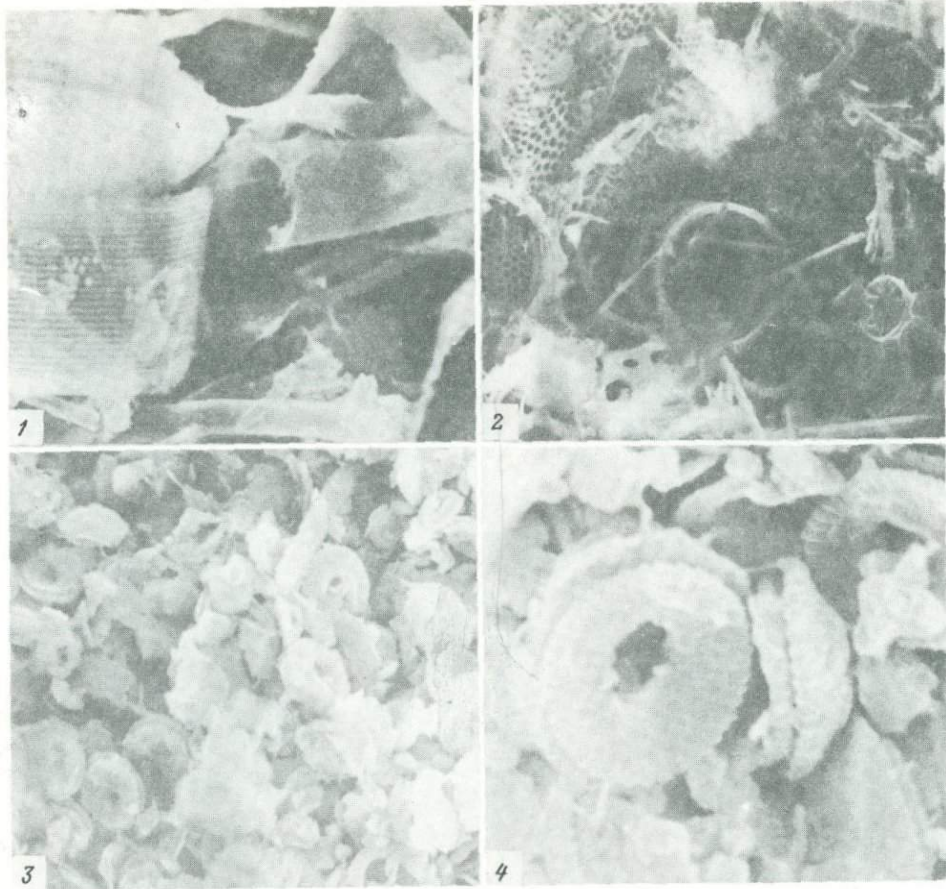
Р и с. 74. Микрофотографии шлифов без осадков, обогащенных органическим веществом ($\times 320$ без анализатора)

a — известковый сапропелевидный ил (ст. Va-389, 19–23 см); *б* — глинистый ил (ст. Va-389, 65–68 см). Темная масса — аморфное органическое вещество. Отдельные темные частички — органические частицы

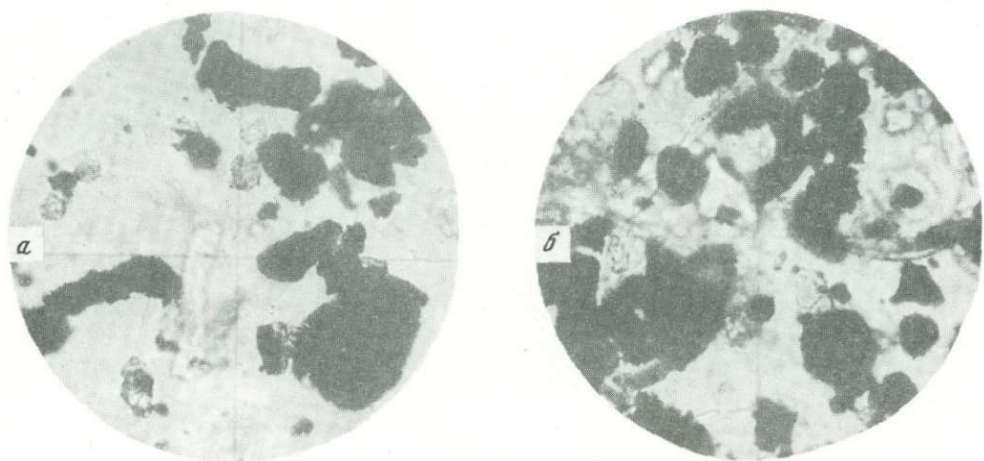


Р и с. 80. Микрофотографии диатомовых и кокколитовых илов со ст. Va-1319

А: 1 - 160-170 см (X 3000), 2 - то же (X 10000), 3 - 182-183,5 см (X 3000), 4 - то же (X 10000); Б: 1 - 182-183,5 см (X 2000), 2 - 226,5-228 см (X 1000), 3 - 260-262 см (X 3000) - скопление кокколитов, 4 - 260-262 см (X 9000) - фото А₁₋₄ и Б₁₋₂ видны обломки диатомей



Р и с. 80 (окончание)



Р и с. 88. Железо-марганцевые микроконкреции в среднеголоценовых илах Восточно-Средиземноморского вала (ст. Va-400, 17–19 см) (а): пиритово-марказитовые микроконкреции в нижнеголоценовых илах Левантийской впадины (ст. Vu-4779, 40–50 см) (б) (тяжелая крупноалевритовая подфракция, $\times 160$, без анализатора)

В Алжиро-Прованской впадине среднеюрмский разрез вскрыт в нескольких местах Южно-Балеарского склона, где сложен в основном известковыми биогенно-терригенными илами с редкими прослойками сильноизвестковых илов. Встречены два прослоя, относительно обогащенные органическим веществом.

На западе Южно-Балеарской абиссальной равнины выявлены биогенно-терригенные илы.

Нижний юрм. Нижнеюрмские осадки вскрыты на основных морфоструктурах Восточного и Центрального бассейна [377, 122]. В восточной периферийной области Левантийской впадины верхняя часть нижнего юрма представлена биогенно-терригенными, бедными органическим веществом и биогенными сильноизвестковыми, переслаивающимися с терригенными илами.

На южном склоне Восточно-Средиземноморского вала, спускающемся в Левантийскую впадину, северном склоне Центрального плато и западной области вала в нижнем юрме наблюдается переслаивание известковых и сильноизвестковых илов, также бедных органическим веществом. Характерно заметное понижение карбонатности в середине горизонта. На северном склоне Восточно-Средиземноморского вала и критском континентальном склоне доминируют известковые илы, карбонатность которых испытывает заметные изменения.

На дне одной глубоководной впадины Эллинского желоба и на ее борту распространены известковые илы со слабо меняющейся карбонатностью.

В основном слабоизвестковыми илами сложен разрез (прослои известковых илов редки) в нижней зоне Южно-Апеннинского склона.

На борту подводной Мессинской долины распространены слабоизвестковые илы. Лишь в низах нижнеюрмского горизонта карбонатность илов несколько повышается. Здесь встречены горизонты известкового ила.

В Тирренской впадине, на абиссальной равнине залегают слабоизвестковые гетерогенные илы, в западной области — известковые илы.

Рисс-юрм. В Восточном и Центральном бассейнах рисс-юрмские осадки вскрыты в многочисленных колонках [377, 419, 122]. Как и среднеюрмские, они выделяются серией сапропелевидных илов, состоящей из 4—5 прослоев. Вмещающие илы в Левантийской впадине в основном терригенные (бескарбонатные или слабоизвестковые). На Восточно-Средиземноморском валу и во впадинах Эллинского желоба — чаще известковые и реже — сильноизвестковые. В нижней зоне Южно-Апеннинского склона — терригенные слабоизвестковые. В разрезе рисс-юрма встречены единичные прослойки вулканического стекла.

На юго-западе Тирренской впадины рисс-юрмские осадки представлены известковыми фораминиферо-кокколитовыми илами. В низах яруса залегают прослой ила, обогащенный органическим веществом.

Рисс. В нескольких колонках из Восточного и Центрального бассейнов скрыты верхи рисса (рисс II) [377, 419, 122]. В разных районах Восточно-Средиземноморского вала рисс II характеризуется переслаиванием сильноизвестковых илов с прослоями известковых илов. В одной из глубоких впадин Эллинского желоба в нижней зоне Южно-Апеннинского склона развиты в основном известковые илы.

На южном склоне Восточно-Средиземноморского вала пройдены среднерисские и нижнерисские осадки.

Среднерисские осадки, также как и верхнерисские характеризуются чередованием известковых и сильноизвестковых фораминиферо-кокколитовых илов. Несколько прослоев обогащены органическим веществом. В верхах нижнерисских отложений наблюдается переслаивание известковых и слабоизвестковых илов.

ВЫВОДЫ

Верхнечетвертичные осадки характеризуются заметным разнообразием состава по площади и в вертикальном стратиграфическом разрезе, что определяется изменениями гранулометрического и вещественного состава, содержания карбонатов, органического вещества, железа, марганца, а местами — и SiO_2 аморф. На ряде горизонтов они существенно отличаются от современных.

Литологическая неоднородность верхнечетвертичных осадков разномасштабна и присуща большим и малым областям, где выделяется ряд литологических про-

винций. Весьма существенные литологические отличия между Восточным и Центральным бассейнами, с одной стороны, и Тирренским и Алжиро-Прованским бассейнами, с другой. Это проявляется в том, что в первых двух на большей его площади осадки более карбонатны по сравнению с остальными бассейнами. Здесь широко распространены известковые биогенно-терригенные и сильноизвестковые фораминиферово-кокколитовые илы. Другой важной чертой их состава является присутствие прослоев сапропелевидных илов в нижнеголоценовых, среднеюрмских, ресс-юрмских и других межледниковых осадках и низкие содержания органического вещества в большей части разреза. И третье, в осадочном слое здесь залегают мало мощные прослойки слабомарганцовистых илов, глинисто-известковые корки и стяжения.

В Тирренской впадине характерную особенность верхнечетвертичных осадков составляет более существенное обогащение осадков пирокластическим материалом, особенно в восточной ее области. Прослойки сапропелевидных илов здесь единичны и встречены в нескольких местах лишь в среднеюрмском и некоторых других межледниковых отложениях горизонта. Они характеризуются невысокими содержаниями органического вещества (около 1% $C_{орг}$).

В Алжиро-Прованской впадине большая часть разрезов верхнечетвертичных осадков сложена слабоизвестковыми терригенными и известковыми биогенно-терригенными илами. Фоновые содержания органического вещества в них больше чем в осадках Восточного бассейна, однако илы относительно обогащенные $C_{орг}$ здесь имеют весьма ограниченное распространение. Они, как и в Тирренском бассейне, обнаружены лишь в нескольких районах в среднеюрмском горизонте. В Алжиро-Прованской впадине широко распространены песчано-алевритовые отложения, которые встречаются практически на всей абиссальной равнине, где образуют небольшой мощности и, как правило, большой протяженности прослои.

В течение плейстоцена на огромной площади Восточного и Центрального бассейнов накапливались существенно биогенные осадки, главным образом, фораминиферово-кокколитовые илы с прослоями сапропелевидных илов.

Терригенные осадки доминируют в Принильской и Приалжирской областях. В Принильской области наблюдается отчетливая ритмичность в накоплении терригенного и биогенного материала, связанная с флуктуациями в переносе нильских наносов (как и в позднечетвертичное время!).

На некоторых уровнях плейстоценового разреза нильские наносы встречены на южном борту Восточно-Средиземноморского вала и распространены севернее, чем в верхнечетвертичных осадках.

Турбидиты очень развиты в четвертичных отложениях Эллинских впадин, Принильской области, Альборанской впадины. Обращает внимание их накопление в отдельных частях плейстоценового разреза на аккумулятивной равнине Центральной впадины, чего не наблюдается в верхнечетвертичных осадках.

Вулканогенные осадки в течение плейстоцена преимущественно накапливались в восточной половине Тирренской впадины и северной зоне Восточного и Центрального бассейнов.

Весьма изменив состав и строение четвертичных отложений на континентальном склоне: на водораздельных участках залегают разнообразные илы изменчивой мощности, а на дне подводных долин различной мощности прослой турбидитов или исключительно турбидиты.

В слое верхнечетвертичных осадков Средиземного моря наиболее широко распространены илистые отложения: пелиговые, алевритово-пелитовые и отчасти мелкоалевритовые илы, характеризующиеся различной карбонатностью.

В большинстве случаев эти отложения образовались путем нормальной седиментации, однако в некоторых случаях состоят из переотложенного материала, слагая верхи турбидитов.

Гранулометрический состав илов в одних областях глубоководной впадины во всем разрезе верхнечетвертичных осадков почти однородный, а в других испытывает определенные изменения.

Чаще всего осадочный слой сложен переслаивающимися слоями пелитового и алевритово-пелитового ила, причем в характере переслаивания на отдельных стратиграфических горизонтах обычно отмечают небольшие различия.

Гранулометрический профиль пелитовых и алевроитово-пелитовых илов испытывает заметное изменение в зависимости от вещественного состава осадков.

В районах, где в отложениях отмечаются большие содержания терригенного материала (Левантийская впадина, северная периферийская область Центральной впадины) илы более тонкодисперсны и характеризуются резко повышенными содержаниями субколлоидной фракции и малыми количествами крупноалевритового материала. Песчаные фракции либо вовсе отсутствуют, либо встречаются в виде следов.

С возрастанием содержания карбонатов дисперсность илов понижается. В известковых и сильноизвестковых илах, характерных для разрезов Восточно-Средиземноморского вала, африканского склона, Эллинского желоба, понижены содержания субколлоидной и заметно повышены количества песчаной и крупноалевритовой фракций. Исключение составляет лишь глубоководная область Центральной впадины, где сильноизвестковые пелитовые илы очень тонкодисперсны. Хотя субколлоидной фракции в них и несколько меньше, чем в пелитовых терригенных илах, но зато они полностью лишены как крупноалевритового, так и песчаного материала.

Глава V

НАКОПЛЕНИЕ ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА И ОБРАЗОВАНИЕ ОСНОВНЫХ ТИПОВ ОСАДКОВ

СКОРОСТИ ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ

Отрывочные данные о скоростях осадконакопления в отдельных районах Средиземного моря содержатся в ряде зарубежных работ, касающихся стратиграфического расчленения донных отложений [386, 378, 370, 261, 418, 460, 298, 171, 148]. Однако ни в одной из них нет схем распределения скоростей осадконакопления по площади. Первые такие схемы для голоцена и среднего вюрма составлены автором [79, 120, 121], принципиальная верность которых подтверждена новыми материалами.

Картина скоростей осадконакопления раскрыта по данным биостратиграфического расчленения и радиоуглеродных датировок примерно 200 колонок (см. гл. III). В наибольшем числе станций удалось довольно точно определить границу голоценовых осадков и вычислить их мощности. Примерно наполовину меньше данных о мощностях верхневюрмского горизонта, еще меньше сведений о мощностях более древних осадков.

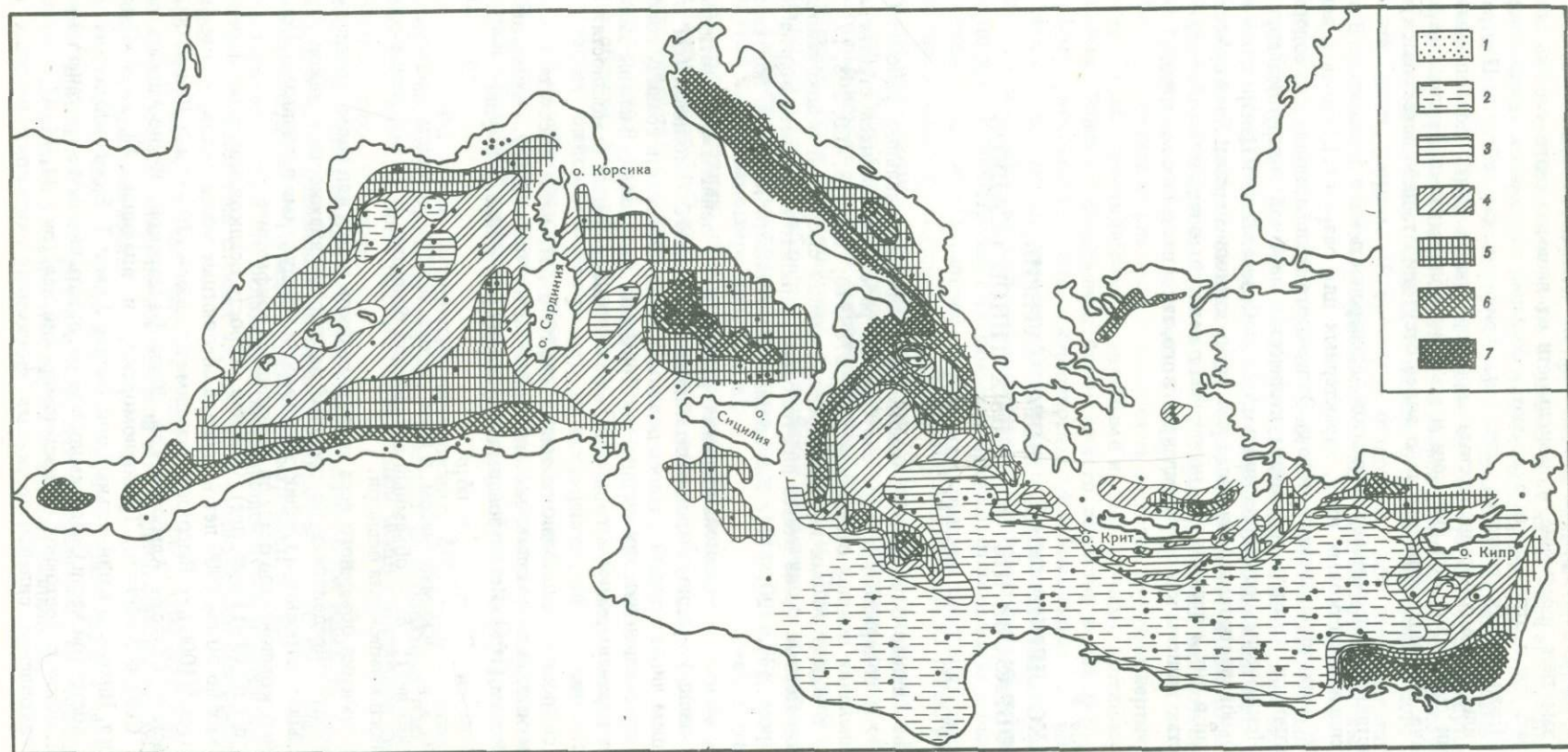
Кроме скоростей осадконакопления в см/1000 лет, нами рассчитаны абсолютные массы осадков и основных их компонентов по методу, предложенному Н.М. Страховым [105]. Использованы следующие простейшие формулы:

$$1) m_0 = vt \quad \text{и} \quad 2) m_{a, b, c} = v\delta_1 p,$$

где m_0 и $m_{a, b, c}$ — искомые массы, в г/см² за тыс. лет; v — скорость осадконакопления (см/1000 лет); δ_1 — объемный вес скелета осадков, p — процентное содержание отдельного компонента осадков.

Средние значения объемного веса скелета осадков в том или ином стратиграфическом горизонте определялись по средним величинам влажности осадков, используя специально построенный график зависимости между этими величинами. Содержание отдельных компонентов осадков осреднялись арифметически.

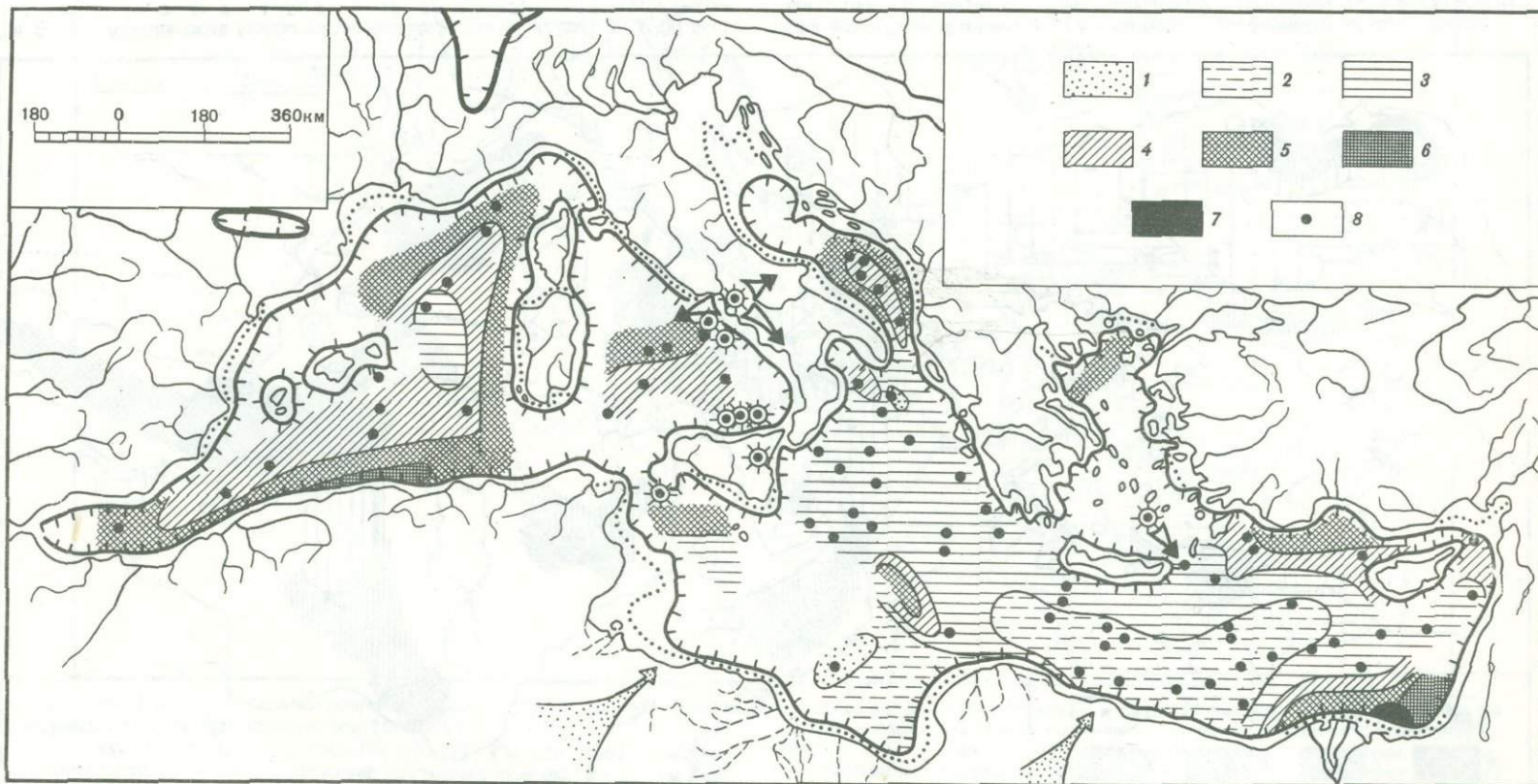
Г о л о ц е н (0—11 тыс. лет). Средние скорости осадконакопления изменялись от нескольких до 50 см/1000 лет и выше, а абсолютные массы осадков — от единичных до 34 г/см²/1000 лет. Высокие и максимальные они (10—30 и > 30 см/1000 лет) в Принильской области Альборанской, Южно-Балеарской, Южно-Адриатической, Критской, Северо-Эгейской, Трапорноморской и впадинах Африкано-Сицилийского порога. Низкие и минимальные они (менее 3 см и 3—5 см/1000 лет), на огромном поле в восточной части Средиземного моря, охватывающем африканский континентальный склон и Восточно-Средиземноморский вал (рис. 41, 42, 43). Здесь происходило накопление сильноизвестковых фораминиферо-кокколитовых илов.



Р и с. 41. Скорости осадконакопления в верхн. 4 голоцене (см/1000 лет)

1 - < 2; 2 - 2-3; 3 - 3-5; 4 - 5-10; 5 - 10-15; 6 - 15-20; 7 - > 20. Чер-

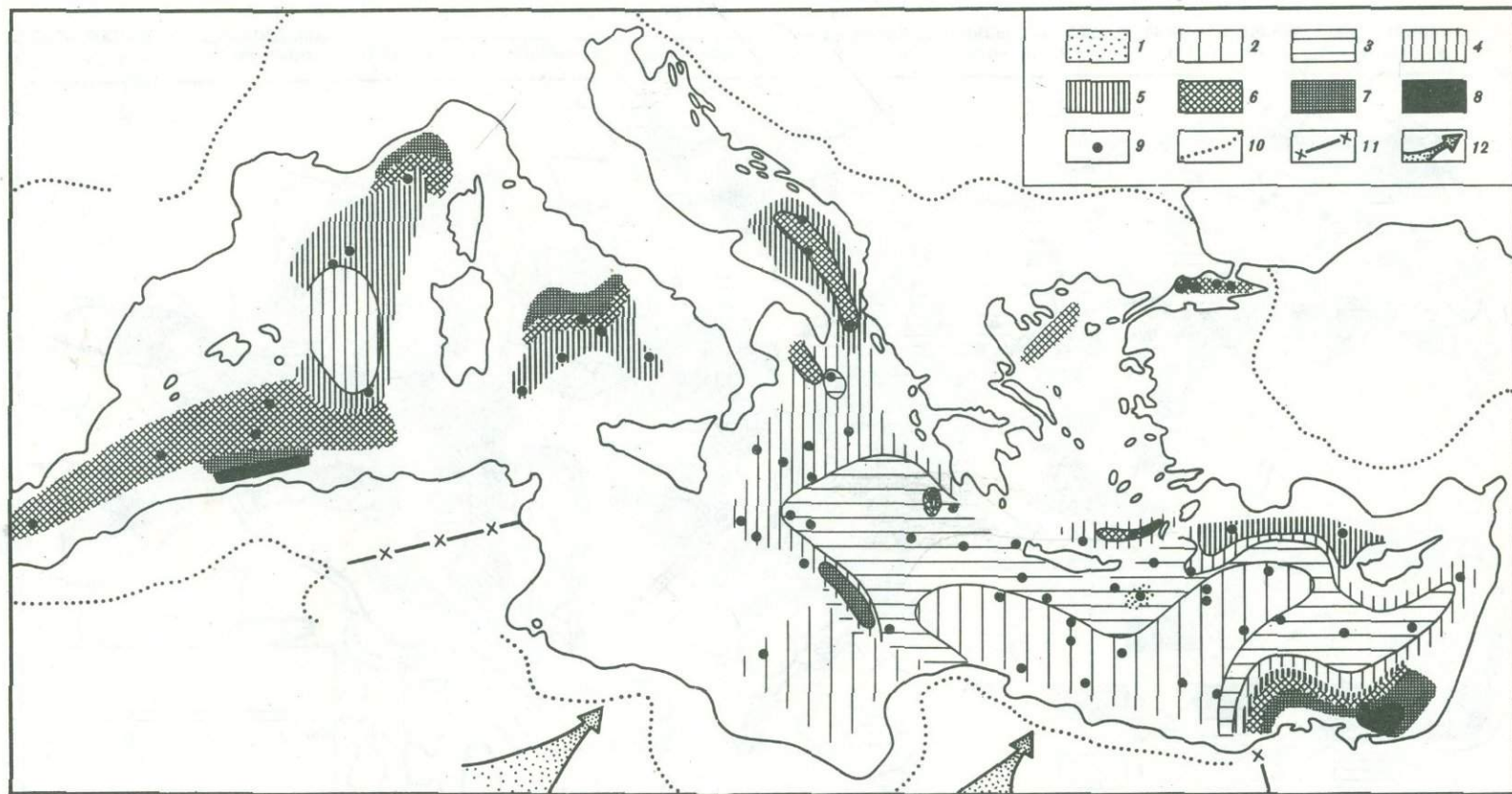
ные кружки - изученные станции (точные величины скоростей получены лишь на станциях, показанных на рис. 8)



Р и с. 42. Мощности голоценовых осадков (см) и скорости голоценового осадконакопления (см/1000 лет)

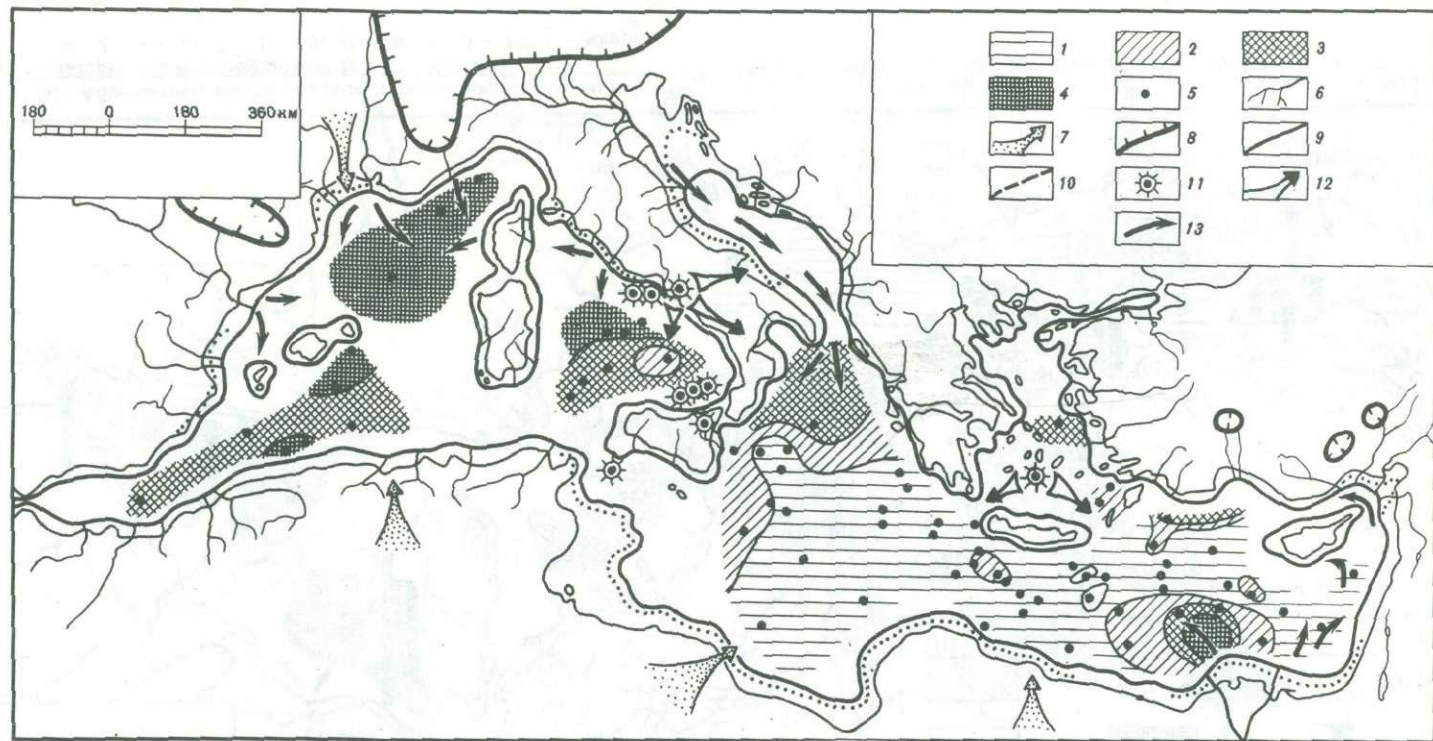
1 - < 33 (< 3); 2 - 33-55 (3-5); 3 - 55-110 (5-10); 4 - 110-220 (10-

20); 5 - 220-330 (20-30); 6 - 330-350 (30-50); 7 - > 550 (50); 8 - место-
 тоположение изученных станций. Элементы палеогеографии те же, что на
 рис. 96



Р и с. 43. Абсолютные массы голоценовых осадков ($\text{г}/\text{см}^2$ за 1000 лет)
 1 - < 2; 2 - 2-3; 3 - 3-5; 4 - 5-10; 5 - 10-15; 6 - 15-20; 7 - 20-30; 8 - > 30; 9 - местоположение изученных колонок осадков; 10 - гра-

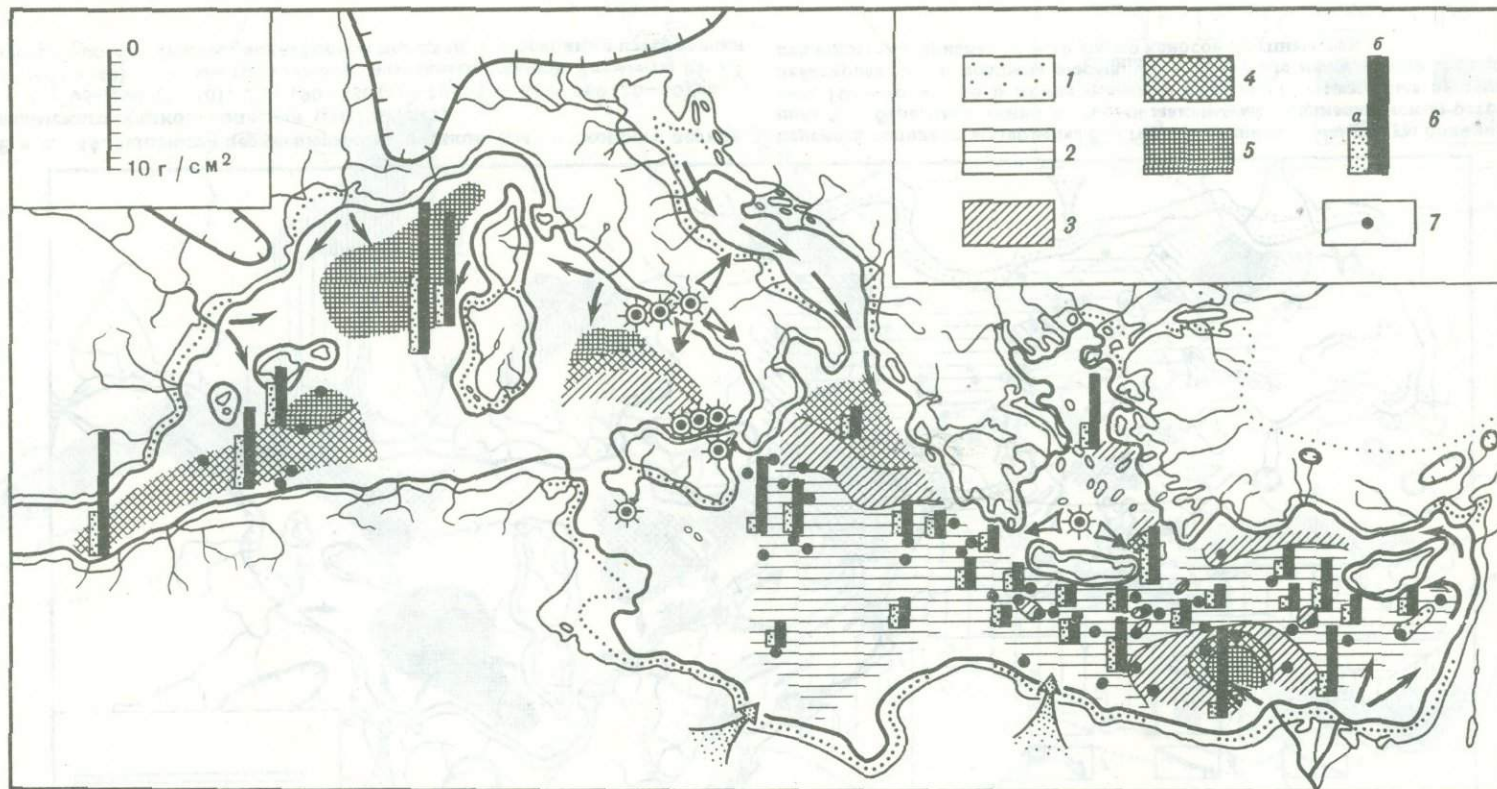
ница водосборной площади; 11 - область водосборной площади, увлажняемая только в теплую влажную фазу раннего голоцена; 12 - поступление золотого материала



Р и с. 44. Мощности верхнеюрмских осадков (см) и скорости верхнеюрмского осадконакопления (см/1000 лет)

1 - 95-190 (5-10), 2 - 190-380 (10-20), 3 - 380-760 (20-40), 4 - > 760 (> 40), 5 - местоположение изученных станций. Элементы палеогеографии: 6 - граница водосборной площади, 7 - основные направления

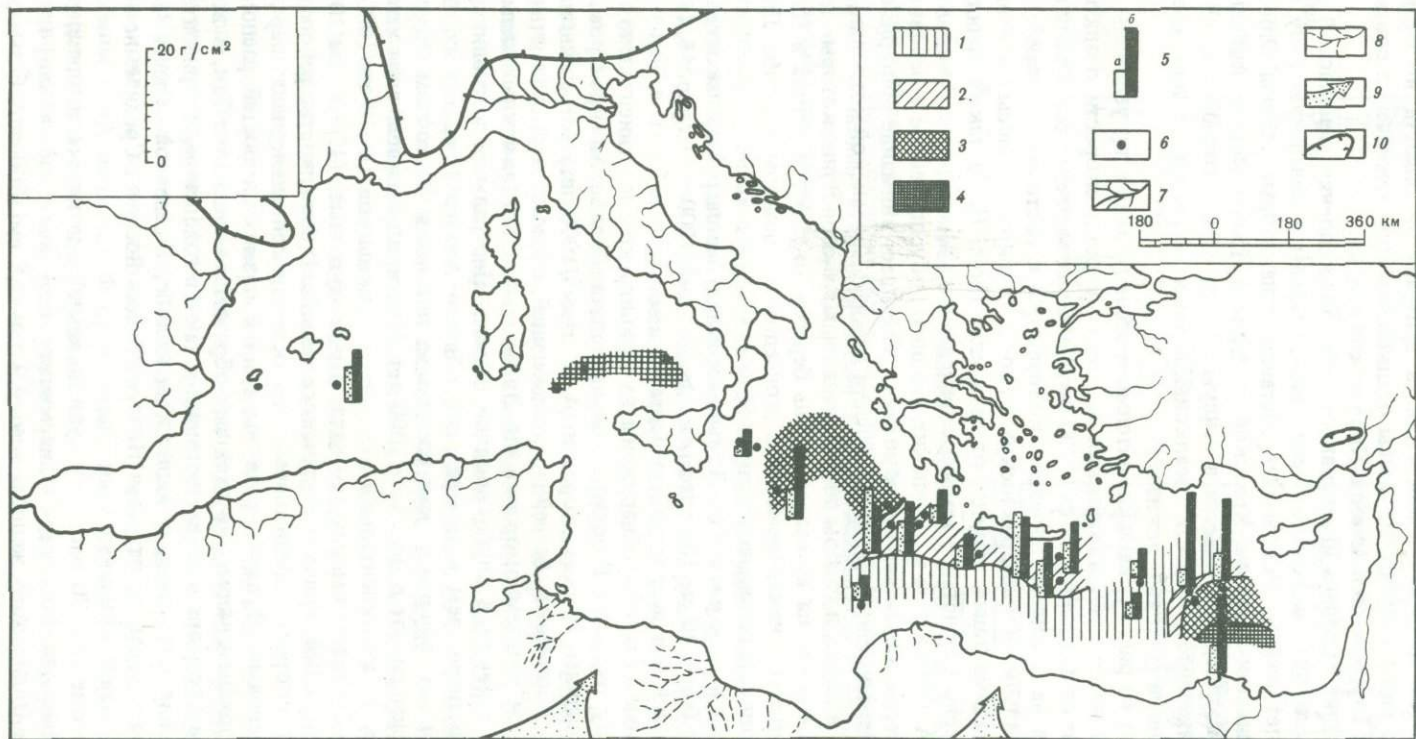
переноса эолового материала, 8 - горные ледники в максимум похолодания, 9 - береговая линия во время максимума позднеюрмской регрессии, 10 - то же, но в конце позднего вюрма, 11 - наземные вулканы, действовавшие в позднем вюрме, 12 - основные направления переноса пеплового материала, 13 - то же, но наносов крупных рек



Р и с. 45. Абсолютные массы осадков, а также карбонатного и силикатного материала в верхнем вурме ($\text{г}/\text{см}^2/1000$ лет)

1 - < 4; 2 - 4-10; 3 - 10-20; 4 - 20-30; 5 - 30; 6 - карбонат-

ный (а) и силикатный (б) материал; 7 - местоположение изученных станций. Элементы палеогеографии те же, что на рис. 44 и 95



Р и с. 46. Абсолютные массы осадков, а также карбонатного и силикатного материала в среднеюрмском горизонте ($\text{г}/\text{см}^2/1000$ лет)
 1 – 5–10; 2 – 10–15; 3 – 15–20; 4 – $> 20 \text{ г}/\text{см}^2$; 5 – а – карбонатный материал, б – силикатный материал; 6 – местоположение

изученных колонок; 7 – граница водосборной площади; 8 – область водосбора, увлажняемая лишь в теплые фазы среднего юрмса; 9 – перенос эолового материала в сухие фазы среднего юрмса; 10 – горные ледники

В больших впадинах с выровненным дном обнаруживается тенденция к понижению скоростей осадконакопления по мере перехода от периферийных к центральным областям, что отчетливо проявляется в Алжиро-Прованском бассейне. В небольших впадинах (Южно-Адриатической, Мраморной, Критской, Альборанской) повышенные массы осадков приурочены к центральным районам, где максимально развиты турбидиты. У африканского побережья, в центральной области восточной части Средиземного моря абсолютные массы осадков заметно ниже, чем в соответствующих областях Тирренской и Алжиро-Прованской впадин.

На протяжении голоцена интенсивность осадконакопления менялась. В большинстве районов темпы осадконакопления максимальны в начальную фазу голоцена (9–11 тыс. лет назад). Исключение составляют некоторые районы Финикийской впадины, Эллинского желоба, Критской впадины и Прованского континентального склона, где максимум отмечается в теплую влажную фазу голоцена (7–9 тыс. лет назад). Пониженные скорости осадконакопления характерны для среднего и позднего голоцена (0–7 тыс. лет назад).

Как следует из рис. 41, на заключительном этапе голоцена, по условиям седиментации больше всего приближающемся к современности, скорости осадконакопления варьируют от 1 до более 20 см/1000 лет. Наиболее медленно осадочный материал накапливается на огромной площади Центрального и Восточного бассейнов, охватывающей центральную и приафриканскую их зоны. Обширные полосы с повышенными скоростями седиментации тянутся от авандельт Нила, По, а также приалжирской зоны. Характерно возрастание темпов седиментации в Мраморноморской, Критской, Тирренской, Альборанской и Эллинских впадинах, обусловленное в основном аккумуляцией материала суспензионных потоков. Обращает внимание обширная область медленной седиментации в северной области Алжиро-Прованской котловины. Причина коренится, видимо, в слабом поступлении сюда наносов Роны, которые течениями уносятся в основном на юго-запад, вдоль берегов Лионского залива и Каталонии, а также интенсивно накапливаются в конседиментационном прогибе Лионского залива, где мощность голоцена достигает 50 м [138, 353].

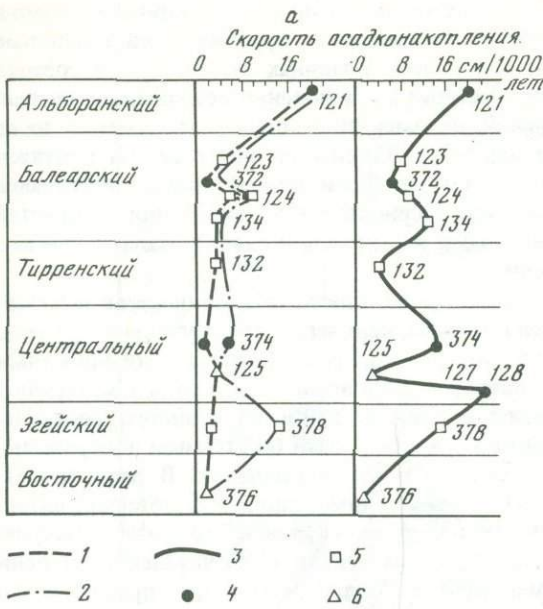
В позднем вюрме (11–30 тыс. лет назад) темпы осадконакопления колебались от 2 до более 40 см/1000 лет (от 1 до 30 г/см²/1000 лет) (рис. 44, 45). Почти повсеместно они выше скоростей седиментации в голоцене.

Максимальные величины обнаружены на Принильском континентальном склоне, к северо-западу от устья Розетты, в периферической зоне Алжиро-Прованской и Тирренской впадины. Низкие скорости (4–10 г/см²/1000 лет) встречены на огромной площади Восточного бассейна, включающей африканский континентальный склон, Восточно-Средиземноморский вал, Эллинский желоб (за исключением некоторых впадин), а также в глубоководной области Центральной котловины. Они в несколько раз ниже, чем в центральной области Алжиро-Прованского бассейна.

В среднем вюрме, как следует из рис. 46, в Восточном бассейне они изменялись примерно от 6 до 32 см/1000 лет. Максимальные величины характерны для Принильского континентального склона, а пониженные (6–10 см/1000 лет) — для Восточно-Средиземноморского вала. Промежуточные (13–20 см/1000 лет) встречены на большей площади Эллинского желоба. В большинстве районов Средиземного моря скорости средневюрмского осадконакопления выше верхневюрмских и голоценовых. В плане поля высоких и низких скоростей располагаются иначе, чем в позднем вюрме, но сходным образом с голоценом. Так, в восточной части Средиземного моря в средневюрмском, так и в голоценовом горизонте, темпы осадконакопления повышены в Эллинском желобе, в северной области Центральной котловины и к северу от устья Нила, а область Восточно-Средиземноморского вала характеризовалась низкими величинами.

В раннем вюрме (50–70 тыс. лет), судя по немногочисленным данным, скорости осадконакопления на Восточно-Средиземноморском валу составляли 4,5–5, а в разных местах Эллинского желоба — от 4,9 до 12,8 см/1000 лет. Есть основание полагать, что поле минимальных скоростей располагалось там же, где и в позднем вюрме.

Темпы ранневюрмского осадконакопления были ниже средневюрмских и чаще ниже поздневюрмских. Правда, в некоторых районах Эллинского желоба (А-192, А-195) они были несколько больше.



Р и с. 47. Скорости осадконакопления в плиоцен-плейстоцене и голоцене в разных районах Средиземного моря

а — плиоцен-плейстоцен [231]: 1 — ранний плиоцен, 2 — поздний плиоцен, 3 — плейстоцен, 4 — абиссальные равнины, 5 — подножие склона, переходная область к абиссальной равнине, 6 — поднятия, хребты; *б* — поздний плейстоцен-голоцен: 1 — пелагические области Восточного бассейна, 2 — Принильская область, 3 — Алжиро-Прованская и Тирренская впадины, 4 — Альборанское море и Эллинская система впадин

Из приведенных данных следует, что скорости осадконакопления в позднечетвертичное время во всех районах Средиземноморской впадины испытали заметные колебания. В большинстве случаев максимальными они были в среднем вюрме, а минимальными в голоцене. Промежуточные величины присущи для позднего и раннего вюрма.

Весьма характерны изменения площадной картины скоростей в Принильской области: наиболее высокие скорости в голоцене отмечены к северо-востоку от авандельты, в позднем вюрме — к северо-западу, северу, в среднем вюрме — к северо-западу и северо-востоку. Детальные зарубежные исследования [450] подтвердили полученную нами ранее картину и показали большую мозаичность в распределении скоростей на Принильском склоне и у его подножия. Она обусловлена особенностями переноса и аккумуляции нильского материала поверхностными течениями и придонными потоками при трансгрессиях и регрессиях моря. В частности, повышенные скорости седиментации в позднем вюрме к северу — северо-западу от авандельты обязаны изменению схемы поверхностных течений в связи с регрессией и интенсивному переносу нильского материала по подводным каньонам, простирающимся к северу и северо-западу.

Принципиальная картина скоростей осадконакопления, выявленная для позднечетвертичного времени, сохраняется во всем плейстоцене. Как следует из данных глубоководного бурения [308, 309] средние скорости плейстоценового осадконакопления колеблются от 2 до более 40 см/1000 лет (рис. 47).

Осадконакопление протекало медленно (2–5 см/1000 лет) на Восточно-Средиземноморском валу, поднятия Флоренс, некоторых местах Валенсийского залива, а также северо-западной области Тирренской впадины.

Повышенными скоростями оно характеризовалось в глубоководных частях Центральной, Тирренской и Алжиро-Прованской котловин, составляя 14–20 см/1000 лет. Еще большие величины отмечены в Критской и Эллинских впадинах (20–26 см/1000 лет), а максимальные (более 40 см/1000 лет) — в Принильской области, включая Левантийскую впадину. Следует, однако, отметить, что как повышенные, так и максимальные скорости осадконакопления наблюдаются в

местах, где в разрезах большую роль играют терригенные и органогенно-обломочные турбидиты. По мнению участников глубоководного бурения, плейстоценовые отложения в Принильской области и Эллинских впадинах почти нацело состоят из турбидитов. Если исключить объемы материала, мгновенно осаждаемого суспензионными потоками, темпы нормальной седиментации окажутся заметно ниже указанных величин, особенно в Центральной и Эллинских впадинах. На протяжении плейстоцена скорости осадконакопления не были одинаковыми, повышаясь на одних и понижаясь на других этапах. Периодические изменения скоростей осадконакопления, связанные с ледниковыми и межледниковыми этапами, весьма характерны для ледникового плейстоцена.

Как показало сопоставление площадных схем абсолютных масс осадков и основных их компонентов, составленных для голоцена, верхнего и среднего вюрма, темпы осадконакопления в голоцене и плейстоцене контролировались особенностями распределения и интенсивностью накопления в основном терригенного материала. Максимальные их величины обнаружены в районах наиболее мощного поступления речных наносов. Области моря, примыкающие к почти бессточным побережьям, обычно характеризуются низкими скоростями осадконакопления. В ряде небольших глубоководных впадин повышенные темпы седиментации обусловлены интенсивным накоплением перетолженного как терригенного, так и биогенного материала. Особенности поступления вулканогенного материала в значительной степени определили картину скоростей седиментации в Тирренском море, прежде всего в восточной его половине.

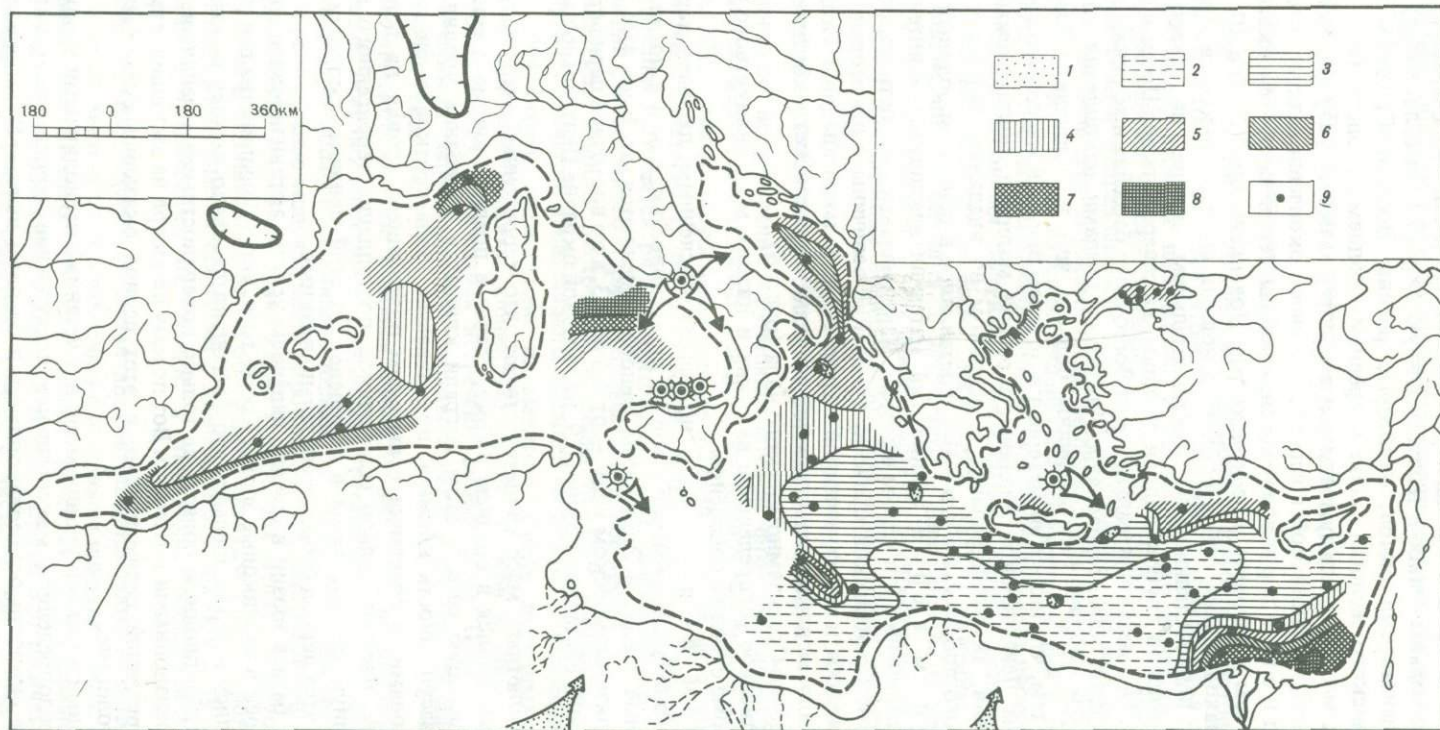
ТЕРРИГЕННАЯ СЕДИМЕНТАЦИЯ

КОЛИЧЕСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕРРИГЕННОГО МАТЕРИАЛА

Г о л о ц е н. Принципиальная картина распределения терригенного материала на современном этапе выявляется по твердому стоку рек. Автором рассчитаны примерные абсолютные массы ($\text{г/см}^2/1000$ лет) речных наносов, поступающих на единицу площади отдельных бассейнов Средиземного моря, допустив равномерное его распределение в бассейне. Естественно, полученные величины не отражают действительной картины количественного распределения в бассейне, поскольку речной материал фактически распределяется неравномерно. Однако, эти данные позволяют уловить главные количественные отличия в поставке терригенного материала. Наибольшие массы ($14,98 \text{ г/см}^2$) характерны для Адриатического моря, примерно в два раза меньше они в Алжиро-Прованском и Тирренском бассейнах и еще меньше — на Африкано-Сицилийском пороге. Минимальные величины ($0,3 \text{ г/см}^2$) получены для Восточного бассейна, правда исключив из расчетов сток Нила, основная часть наносов которого аккумуляруется в Принильской области. Поскольку влияние стока Нила, судя по данным минералогии, все же сказывается в какой-то мере и на седиментации всей восточной половины Средиземного моря, абсолютные массы терригенного материала здесь должны быть несколько больше расчетных, однако и в этом случае они остаются наименьшими. Таким образом, наибольшие и повышенные темпы накопления терригенного материала характерны для бассейнов с гумидным водосбором (Алжиро-Прованский, Тирренский, Адриатический), а низкие — для засушливой восточной части Средиземного моря. Об этом же свидетельствуют и абсолютные массы терригенного материала, рассчитанные для верхней половины голоцена.

Темпы терригенной седиментации в голоцене рассчитаны по абсолютным массам силикатного материала, который на большей площади моря является терригенным. Вулканогенный материал существенную роль играет лишь поблизости от центров наземного вулканизма.

Абсолютные массы силикатного материала в глубоководной части Средиземного моря изменяются примерно от $0,35$ до свыше 30 г/см^2 за 1000 лет (рис. 48). Наибольшие величины приурочены к Принильскому континентальному склону (более 30 г/см^2 за 1000 лет). Подавляющая площадь восточной части Средиземного моря характеризуется минимальными массами $1-2 \text{ г/см}^2$ за 1000 лет (Восточно-Средиземноморский вал, Центральная впадина, приафриканский континентальный склон).



Р и с. 48. Абсолютные массы силикатного материала в голоцене (в $\text{г}/\text{см}^2$ за 1000 лет)

1 — < 1; 2 — 1–2; 3 — 2–3; 4 — 3–5; 5 — 5–10; 6 — 10–15; 7 — 15–20; 8 — > 20; 9 — местоположение изученных колонок осадков

Темпы накопления терригенного материала в Алжиро-Прованском бассейне примерно в 5–10 раз больше, чем в центральной зоне Восточного бассейна. Сходные величины наблюдаются лишь в ограниченных областях сопоставляемых областей (впадины Эллинского желоба, Принильский район).

В пределах голоцена в большинстве районов скорости были максимальны в его начале, а минимальны — либо в теплую влажную фазу (7–9 тыс. лет назад) (африканский континентальный склон, некоторые районы Восточно-Средиземноморского вала и Эллинского желоба), либо в среднем–позднем голоцене (0–7 тыс. лет). В единичных местах максимум отмечен в теплую влажную фазу голоцена (северо-восточная часть Финикийской впадины, восточное окончание Эллинского желоба).

В позднем вюрме абсолютные массы терригенного силикатного материала выше, чем в голоцене в несколько раз. Повышены они (> 20 и $10–20$ г/см²) в районах, находящихся поблизости от основных его источников: в Принильской области, на Южно-Апеннинском континентальном склоне, на северо-восточной окраине Тирренской глубоководной впадины, на севере Алжиро-Прованской впадины (рис. 45). Огромная центральная зона Восточного бассейна и африканский континентальный склон характеризовались низкими темпами накопления силикатного материала ($2–5$ г/см²) (эти величины больше, чем в голоцене). Появление ее обусловлено тем, что нильский материал в позднем вюрме в малой степени выносился за пределы Левантийской впадины, а речной материал, поставляемый с северного побережья, аккумулировался в основном во впадинах Эллинского желоба. С африканского побережья в это время поставлялся в основном золотой материал.

В среднем вюрме силикатный материал накапливался интенсивнее по сравнению с голоценом и поздним вюрмом. Максимальные скорости осадконакопления тяготеют к Принильской области, а высокие величины к некоторым впадинам Эллинского желоба и северо-западной окраине Центральной впадины. Осадконакопление протекало медленно на огромной площади африканского континентального склона и Восточно-Средиземноморского вала (рис. 46).

Пространственное распределение высоких и низких масс силикатного материала в среднем вюрме сходно с голоценом.

В раннем вюрме, судя по немногочисленным данным, терригенный материал накапливался примерно с той же интенсивностью, как и в позднем вюрме. Его абсолютные массы в Эллинском желобе изменяются от 1 до $4,74$ г/см², на Восточно-Средиземноморском валу — от 1,6 до 2,3, а по восточной периферии Левантийской впадины составляют около 0,9, на западной окраине Центральной впадины — 2 г/см².

Схемы абсолютных масс свидетельствуют, что терригенный материал наиболее интенсивно накапливался в среднем вюрме, слабее в позднем вюрме и еще слабее в голоцене. Решающую роль в этом сыграли климат и колебания уровня моря. Относительная засушливость климата, прерываемая лишь кратковременными дождливыми периодами, в сочетании с высоким положением уровня на большом отрезке времени, предопределило ослабленное поступление терригенного материала в глубоководную область моря в голоцене. По этой причине скорости осадконакопления в этот период были сравнительно низкими.

Понижение базиса эрозии в связи с падением уровня активизировало эрозионную деятельность рек в ледниковые эпохи. Кроме того, устья большинства рек существенно приближались к краю шельфа, что благоприятствовало выносу основной части аллювия в глубоководную область не только поверхностными течениями, но и придонными суспензионными потоками. Вот почему несмотря на засушливость климата, скорости терригенной седиментации, в этот период оказались существенно большими, чем в голоцене.

Колебательный характер уровня моря в сочетании с периодичными увлажнениями водосбора предопределили максимальное поступление терригенного материала и максимальные скорости осадконакопления в среднем вюрме. На отдельных этапах позднечетвертичного отрезка времени заметно менялись площади высоких и низких скоростей осадконакопления и местоположение этих площадей, особенно напротив крупных источников терригенного материала, например, в Принильской области, где в среднем вюрме поле максимальных скоростей располагалось веерообразно вокруг авандельты, в позднем вюрме — в основном к северу и северо-западу, а в

голоцене — к северо-востоку. Причина этих флуктуаций — в изменениях путей поступления речных наносов в связи с колебаниями уровня.

Обращает на себя внимание еще одна особенность, — на всех этапах поздне-четвертичного отрезка времени минимальные скорости осадконакопления тяготеют к центральной и приафриканской зонам восточной части Средиземного моря, что связано главным образом с продолжительной засушливостью водосборной области этого бассейна.

СОСТАВ И ИСТОЧНИКИ ТЕРРИГЕННОГО МАТЕРИАЛА

Крупнозернистый материал современных осадков

Как свидетельствуют минералогические провинции крупноалевритовой фракции [26], основная часть песчано-алевритового терригенного материала, в современных осадках аккумулируется на небольшом удалении от его источников. Наиболее далеко распространены наносы крупных рек: Эбро, Роны, По, Нила. Характерна центростремительная направленность в его распределении, связанная с переносом материала суспензионными потоками вдоль по подводным долинам. Эта особенность проявляется в заметном расширении минералогических провинций в сторону центральной области и сравнительно небольшой их растянутости вдоль побережья. В центральных областях основных бассейнов Средиземного моря накапливается смесь наносов различных петрографических провинций. На это указывает смешанный комплекс обломочных минералов. В Восточном и Центральном бассейнах весьма заметна роль эоловых наносов, о чем свидетельствует распространение "пустынного кварца" и резко повышенные величины возраста терригенных минералов (более 200 млн. лет) [28, 253].

Крупнозернистый материал верхнечетвертичных осадков

Минералогические исследования крупноалевритовой фракции, проведенные нами в 13 колонках верхнечетвертичных осадков из разных бассейнов Средиземного моря (рис. 22), а также зарубежные данные выявляют те же источники терригенного обломочного материала, что и на современном этапе. Однако в площадном его распределении намечается ряд отличительных черт, связанных со своеобразием палеогеографии Средиземного моря в позднечетвертичное время.

В *Левантийской впадине* Восточного бассейна тяжелые минералы голоценовых и среднеюрмских осадков представлены большей частью разнообразными рудными: гематитом, лимонитом, магнетитом, ильменитом. Среди нерудных доминирует ассоциация из роговой обманки, моноклинных пироксенов и эпидотов (Vy-4779, табл. 10). В заметных количествах встречены акцессорные. Подобный комплекс тяжелых минералов характерен для песчано-алевритовых отложений побережья, к западу от устья Нила [441].

В верхнеюрмском разрезе колонки Vy-4779, несмотря на некоторые изменения ассоциаций тяжелых минералов, связанные с особенностями сульфидообразования, отчетливо проглядывается влияние нильского стока. Об этом свидетельствует постоянное преобладание моноклинных пироксенов, как над роговыми обманками, так и эпидотами. Оно особенно значительно в прослоях мелких и крупных алевритов. Наносы Нила в его низовьях резко обогащены авгитом (46%) и роговой обманкой (42%). Авгит поступает в основном с Абиссинского плато, в результате эрозии рекой Атабар вулканических отложений, а амфиболы поставляются Голубым Нилом [441].

В верхнеюрмских отложениях Левантийской впадины соотношение пироксенов и амфиболов несколько иное по сравнению с аллювием низовьев Нила. Кроме того, в минеральных ассоциациях заметное место занимают акцессорные и рудные обломочные минералы, особенно в верхней толще разреза. Это типичные минералы прибрежной полосы. Таким образом, наряду с чистыми нильскими наносами в позднем юрме сюда поступал и пляжевый материал, чему благоприятствовала близость палеоберега к бровке шельфа в связи с регрессией моря.

Отмеченные особенности в поступлении терригенного материала в Левантийскую впадину получают подтверждение абсолютными датировками терригенных минералов, проведенными в колонке Vy-4779 [50].

Т а б л и ц а 10

Состав тяжелых минералов крупноалевритовой фракции верхнечетвертичных осадков
Аналитики: К.М. Шимкус, Е.М. Емельянов

Станция, глубина моря	Горизонт, см	Тип осадка	Возраст осадков	Содержа- ние тяже- лой под- фракции, %	Магне- тит	Ильме- нит	Лимо- нит
	0-10	а.-п. с. изв.	Н _I	0,76	6,49	8,11	17,3
	20-30	а.-п.	"	2,21	6,38	9,44	9,95
	32-40	п. беск. сл. ж.	"	56,0	—	—	—
	40-50	"	"	12,15	—	1,49	1,49
	80-90	"	W _{II}	5,12	4,91	5,36	4,46
	180-190	"	"	4,93	2,56	11,36	1,42
	215-220	м/а беск. сл. ж.	"	11,30	3,08	23,08	0,77
	230-240	п. беск. сл. ж.	"	33,87	—	3,29	0,90
	270-280	"	"	17,49	—	2,59	4,14
	320-330	а.-п. беск. сл. ж.	"	23,65	—	4,22	2,11
	342-347	м/а беск. сл. ж.	"	10,60	2,17	16,53	1,90
	351-354	кр/а беск. сл. ж.	"	10,60	1,0	29,0	—
	356-365	а.-п. беск. сл. ж.	"	4,94	3,0	47,0	2,0
	367-372	м/а беск.	"	12,30	1,89	31,27	—
	382-384	а.-п. сл. изв.	"	20,60	1,78	26,30	6,92
	435-445	м/а сл. изв. сл. ж.	"	53,80	0,71	40,43	—
	472-480	п. изв.	W _{I/II}	1,30	—	25,35	15,49
	600-615	"	"	?	8,23	11,52	6,58
	575-615	а.	"	0,53	2,08	26,19	0,59
	627-650	м/а изв.	"	4,34	2,33	35,21	0,85
Va-395, 2588 м	0-6	а.-п. сл. изв. сл. ж.	Н _I	0,32	Ед.	10,0	40,0
	13-19	п. сл. изв. сл. м.	"	8,96	р	41,37*	27,8
	43-49	п. с. изв.	"	0,28	р	20,0	20,0
	49-60	п. изв. сапр.	"	4,68	р	4,21*	1,8
	60-75	п. изв.	"	6,59	р	5,0	р
	78-86,5	"	W _{II}	1,36	р	27,27*	17,50
	86,5-95	"	"	1,54	р	28,0	15,0
	95-99,5	м/а в.	"	0,10	6,4	30,7	—
	99,5-105	п.	"	3,16	р	20,0	10,0
	115-118	а.-п. сл. изв.	"	1,33	Ед.	19,2*	17,26
	130-147	п. изв.	"	3,0	р	30,0	20,0
	154-163	"	"	1,27	р	28,16*	18,6
	172-181	"	"	1,63	р	7,0	26,0
	190-193	"	"	5,87	р	22,6*	23,4
	193-203	"	W _{I/II}	4,05	р	31,6*	33,3
	203-209	п. сл. изв. сл. ж.	"	2,12	р	10,0	23,0
	209-215	п. сл. изв.	"	2,41	р	30,0	15,0
	220-227	п. изв.	"	2,37	р	27,0	16,0
	231,5-240,5	п. сл. изв.	"	52,7	р	р	р
	240,5-250	п. сл. изв.	"	8,0	Ед.	10,0	10,0
	250,5-255	"	"	0,04	р	20,0	25,0
	259-262	п. изв.	"	6,98	Ед.	33,0	5,0

Возраст терригенных минералов заметно колеблется. Молодой их возраст установлен в тонкодисперсных илах нижнего голоцена и верхнего вюрма, а более древний — в илах верхнего голоцена и в алевритах верхнего вюрма, в составе которых немало обломочного материала, образовавшегося за счет разрушения древних пород кристаллического фундамента.

Крупнозернистые отложения, залегающие на шельфе к востоку от устья Нила, характеризуются весьма высоким возрастом терригенных минералов (335—430 млн. лет). Сравнительно большой их возраст (238 млн. лет) выявлен и в илистых отложениях на берегу Нила, в 30 км выше устья. Эти данные позволяют заключить,

Гематит	Пирит (марказит)	Лейкоксен	Энстатит, гиперстен	Моноклинные пироксены	Роговая обманка обыкновенная	Актинолит-тремолит и другие амфиболы	Эпидот-цоизит	Сфен
31,35	2,70	8,11	—	2,70	4,86	—	7,03	—
23,98	19,13	3,32	—	10,71	4,59	—	4,34	—
1,76	82,11	0,88	—	6,45	0,59	0,29	2,64	—
0,99	74,63	3,98	—	7,46	4,48	—	3,98	—
4,02	26,79	3,57	—	39,73	5,36	0,89	2,68	—
3,69	29,26	1,99	—	29,88	7,67	Ед.	7,39	—
1,54	18,08	—	—	26,54	10,77	—	8,07	—
0,90	73,05	2,10	—	10,78	0,90	0,30	2,69	—
0,52	76,68	1,04	—	5,70	2,59	—	1,55	—
2,11	69,72	0,70	—	12,0	4,2	—	1,44	—
1,90	3,52	0,27	—	50,41	12,19	0,27	7,59	—
5,0	—	3,0	—	32,0	10,33	—	10,67	—
—	14,0	—	—	11,0	6,0	—	3,0	—
6,20	6,74	2,69	—	35,04	5,66	0,27	7,55	0,27
5,54	15,22	2,08	—	11,07	3,65	—	8,65	1,73
4,25	1,06	2,13	—	32,98	4,96	1,48	5,32	—
14,08	9,86	5,63	—	4,22	9,86	1,41	1,41	—
2,47	7,82	2,47	—	7,0	9,05	0,82	6,58	0,41
2,68	7,74	2,08	—	5,65	4,46	—	3,27	—
4,03	9,34	2,76	—	11,25	7,64	—	4,25	—
—	р	1,0	р	р	17,0	—	11,0	р
—	—	—	—	3,3	4,0	0,6	9,6	0,4
—	—	6,0	—	р	7,0	Ед.	14,0	Ед.
—	86,0	—	—	0,5	2,0	Ед.	2,9	0,3
—	65,0	р	—	Ед.	7,0	Ед.	7,0	—
—	4,9	2,8	—	5,0	7,0	0,7	9,0	—
—	2,0	5,0	р	2,0	8,0	Ед.	6,0	Ед.
7,8	1,3	6,4	—	19,2	3,8	—	24,3	—
—	—	4,0	2,0	3,0	13,0	р	10,0	—
—	—	4,0	0,5	9,3	10,3	0,5	19,6	1,5
—	—	2,0	р	3,0	8,0	—	10,0	Ед.
—	—	0,7	—	1,5	3,7	1,4	18,6	0,7
2,0	—	2,0	Ед.	1,0	12,0	Ед.	17,0	—
—	—	2,3	—	3,1	17,9	1,2	18,7	0,8
—	—	1,7	0,6	—	8,8	1,2	2,3	—
3,0	—	8,0	—	р	12,0	Ед.	12,0	Ед.
—	—	5,0	1,0	4,0	16,0	р	14,0	—
—	—	7,0	1,0	2,0	17,0	р	12,0	Ед.
—	80,0	р	Ед.	р	10,0	Ед.	5,0	Ед.
—	30,0	5,0	Ед.	5,0	15,0	—	11,0	—
—	—	7,0	р	р	11,0	Ед.	16,0	—
—	—	6,0	р	р	16,0	Ед.	22,0	р

что в определенные моменты в составе нильских выносов заметную роль играл золотой материал, принесенный из Сахары. Это подтверждается литологическими исследованиями четвертичного аллювия Нила [116].

По-видимому, поступление нильских наносов, обогащенных золотым материалом, следует объяснять появлением высоковозрастных минералов в прослоях алевроитовых отложений Левантийской впадины. Большой возраст минералов в некоторых прослоях илов, очевидно, связан с прямым поступлением золотых наносов из Сахары.

Северо-восточнее Левантийской впадины, к юго-западу от Кипра верхнечетвертич-

Таблица 10 (окончание)

Станция, глубина моря	Горизонт, см	Тип осадка	Возраст осадков	Содержа- ние тяже- лой под- фракции, %	Рutil	Брукит- анатаз	Биотит
	0-10	а.-п. с. изв.	Н _I	0,76	0,54	1,08	2,70
	20-30	а.-п.	"	2,21	2,55	1,28	—
	32-40	п. беск. сл. ж.	"	56,0	0,59	—	—
	40-50	"	"	12,15	0,99	—	0,50
	80-90	"	W _{II}	5,12	—	—	0,90
	180-190	"	"	4,93	0,57	—	0,57
	215-220	м/а беск. сл. ж.	"	11,30	0,30	0,38	0,30
	230-240	п. беск. сл. ж.	"	33,87	0,30	—	0,30
	270-280	"	"	17,49	—	—	1,04
	320-330	а.-п. беск. сл. ж.	"	23,65	—	—	—
	342-347	м/а беск. сл. ж.	"	10,60	—	—	—
	351-354	кр/а беск. сл. ж.	"	10,60	—	0,33	0,67
	356-365	а.-п. беск. сл. ж.	"	4,94	—	—	5,0
	367-372	м/а беск.	"	12,30	—	0,27	0,54
	382-384	а.-п. сл. изв.	"	20,60	2,77	1,72	0,69
	435-445	м/а сл. изв. сл. ж.	"	53,80	—	0,85	—
	472-480	п. изв.	W _{I/II}	1,30	—	1,41	—
	600-615	"	"	?	1,64	—	1,23
	575-615	а.	"	0,53	1,79	—	0,30
	627-650	м/а изв.	"	4,34	3,18	1,06	—
Va-395,	0-6	а.-п. сл. изв. сл. ж.	Н _I	0,32	5,0	Ед.	6,0
2588 м	13-19	п. сл. изв. сл. м.	"	8,96	—	Ед.	—
	43-49	п. с. изв.	"	0,28	6,0	р	7,0
	49-60	п. изв. сапр.	"	4,68	0,3	—	—
	60-75	п. изв.	"	6,59	4,0	Ед.	2,0
	78-86,5	"	W _{II}	1,36	0,7	—	1,4
	86,5-95	"	"	1,54	3,0	2,0	4,0
	95-99,5	м/а в.	"	0,10	—	—	Ед.
	99,5-105	п.	"	3,16	2,0	2,0	6,0
	115-118	а.-п. сл. изв.	"	1,33	—	—	4,0
	130-147	п. изв.	"	3,0	5,0	1,0	3,0
	154-163	"	"	1,27	1,5	0,7	1,5
	172-181	"	"	1,63	5,0	Ед.	6,0
	190-193	"	"	5,87	0,8	—	—
	193-203	"	W _{I/II}	4,05	0,6	—	—
	203-209	п. сл. изв. сл. ж.	"	2,12	2,0	Ед.	6,0
	209-215	п. сл. изв.	"	2,41	3,0	р	4,0
	220-227	п. изв.	"	2,37	3,0	—	3,0
	231,5-240,5	п. сл. изв.	"	52,7	р	—	—
	240,5-250	п. сл. изв.	"	8,0	1,0	Ед.	2,0
	250,5-255	"	"	0,04	5,0	—	7,0
	259-262	п. изв.	"	6,98	3,0	—	10,0

ные отложения характеризуются иной ассоциацией тяжелых обломочных минералов (табл. 10, Va-395). В голоцене доминирует ильменит. Среди нерудных больше всего роговой обманки, эпидота, доломита, а в отдельных прослоях много циркона. Все эти минералы в разрезе испытывают заметные количественные колебания.

В верхнем вюрме комплекс сходный с той лишь разницей, что здесь постоянно встречаются моноклинные пироксены, указывающие на поступление сюда нильского материала.

В среднем вюрме в отличие от вышележащих осадков наблюдается устойчиво повышенные содержания роговой обманки и максимальные количества кварца (табл. 11).

Другие слюды	Мета- мор- фиче- ские минер- алы	Доло- мит	Сиде- рит	Желе- зные карбо- наты	Цир- кон	Турма- лин	Апа- тит	Гра- нат	Облом- ки по- род и другие минер- алы
—	—	4,32	—	—	1,62	0,54	—	0,54	—
—	—	—	0,25 (?)	—	3,57	0,25	—	0,25	—
—	—	—	—	1,18	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	0,89	0,45	—	—	—	—
0,85	—	2,27	—	—	—	—	0,57	—	—
—	0,77	1,15	0,38	—	1,54	0,38	0,77	—	—
0,90	—	—	—	2,99	—	—	0,30	—	—
—	—	—	—	—	—	0,52	1,04	—	2,59
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	0,27	0,27	—	—
0,33	2,34	0,33	0,33	—	1,33	—	—	—	3,33
—	—	—	—	—	—	—	—	—	4,0
—	0,27	—	—	0,54	0,54	—	0,27	—	—
—	0,35	—	—	0,69	4,50	0,69	—	—	—
—	0,35	—	—	1,00	0,35	—	0,35	—	3,90
—	—	—	—	2,02	—	0,30	—	1,4	5,63
—	—	2,47	—	5,35	1,65	0,82	—	—	23,87
—	—	5,06	—	2,98	3,27	0,30	—	—	31,25
0,21	0,42	1,49	—	3,29	2,55	0,64	—	0,21	8,28
—	—	2,0	p	—	4,0	p	p	p	p
1,0	—	6,8	2,3	—	0,9	—	0,2	0,2	—
—	—	5,0	2,0	—	9,0	1,0	Ед.	p	Ед.
0,2	—	0,3	—	—	0,3	—	—	—	—
—	—	2,0	p	—	8,0	p	p	p	Ед.
—	—	10,5	—	—	9,0	1,4	0,7	1,0	—
—	—	8,0	7,0	—	5,0	p	3,0	2,0	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	Ед.	9,0	12,0	—	7,0	Ед.	Ед.	p	—
—	0,5	6,86	—	—	2,45	0,98	0,5	1,5	—
—	Ед.	3,0	5,0	—	8,0	p	p	2,0	—
—	—	16,0	—	—	3,0	1,5	0,7	0,7	—
—	—	2,0	3,0	—	7,0	p	p	1,0	—
1,0	—	—	—	—	3,1	0,8	0,8	3,9	—
1,2	—	12,8	—	—	1,7	1,0	0,6	0,6	—
—	Ед.	6,0	10,0	—	7,0	p	0,6	Ед.	Ед.
—	—	p	1,0	—	6,0	p	1,0	p	—
—	—	5,0	1,0	—	6,0	Ед.	Ед.	Ед.	—
—	—	p	5,0	—	1,0	p	Ед.	Ед.	p
—	Ед.	5,0	2,0	—	4,0	Ед.	Ед.	Ед.	—
—	p	p	2,0	—	7,0	p	p	p	—
—	—	2,0	p	—	3,0	p	p	Ед.	—

В большей части колонки Va-395 обломочные тяжелые минералы обнаруживают сходство с рыхлыми отложениями Синайского и Израильского побережий. В них роговой обманки больше, чем моноклинных пироксенов. Эти образования также обогащены цирконом, рутилом, гранатами [258]. Полученные данные свидетельствуют о поступлении сюда в заметных количествах терригенного материала с ближневосточного побережья, особенно в голоцене и среднем вюрме. В верхнем вюрме несколько усилилась аккумуляция нильских наносов.

Как показали определения возраста терригенных минералов [50] в одной колонке (Va-405) из Финикийской впадины, основным источником терригенного материала в верхнем и среднем вюрме как и в Левантийской впадине, явились нильские наносы.

Таблица 11

Состав легких минералов крупноалевритовой фракции верхнечетвертичных осадков
Аналитики К.М. Шимкус, Е.М. Емельянов

Станция, глубина моря	Горизонт, см	Возраст осадков	Кварц	Полевые шпаты	Глауконит	Слюды	
Vu-4779 3090 м	0-10	H _I	34,3	2,3	1,0	—	
	10-20		11,04	4,42	3,15	4,73	
	30-40		25,6	2,3	0,8	7,6	
	80-90	W _{II}	45,4	6,3	3,2	6,3	
	100-110		12,39	5,01	4,13	1,77	
	160-170		41,6	6,4	1,5	6,4	
	215-220		61,5	4,9	3,5	10,5	
	230-240		51,9	—	2,6	1,3	
	250-263		15,3	ед.	—	11,3	
	320-333		51,8	5,4	3,6	8,2	
	342-347		42,1	9,5	4,6	10,1	
	351-354		48,0	9,2	2,9	18,9	
	356-365		30,7	6,8	1,7	9,5	
	367-372	40,9	16,0	2,2	21,0		
	372-380	12,9	2,0	—	4,5		
	420-430	2,3	1,4	1,1	0,2		
	432-435	31,3	8,2	1,0	26,7		
	435-445	29,4	5,9	1,0	19,6		
	462-472	30,3	4,0	—	2,4		
	472-480	W _{I/II}	19,2	2,3	—	3,3	
490-500	7,8		5,3	—	2,4		
575-590	4,0		3,1	—	2,2		
600-615	32,0		6,8	3,0	4,0		
627-650	36,4		6,3	0,6	3,4		
Va-395 2588 м	0-6		H _I	40,0	4,0	3,0	2,0
	43-49			47,0	3,0	p	—
	60-75	24,0		5,0	p	6,0	
	86,5-95	W _{II}	50,0	4,0	ед.	ед.	
	99,5-105		30,0	3,0	p	1,0	
	130-147		36,0	5,0	p	ед.	
	172-181		25,0	5,0	4,0	—	
	203-209	W _{I/II}	30,0	3,0	2,0	ед.	
	209-215		50,0	8,0	2,0	p	
	220-227		30,0	5,0	p	1,0	
	231,5-240,5		74,0	8,0	3,0	2,0	
240,5-250	65,0		7,0	p	ед.		
250-255	78,0	6,0	p	ед.			
259-262	57,0	8,0	p	ед.			

Возраст минералов здесь сходен с нильскими илами и составляет 155-170 млн. лет. Минералы здесь древнее, чем в осадках у Сирийского побережья (83 млн. лет).

На Восточно-Средиземноморском валу (Va-368, Va-1419) в голоценовых, верхне- и средневюрмских отложениях терригенный материал имеет смешанное происхождение. Возраст терригенных минералов здесь колеблется от 175 до 190 млн. лет. Он больше, чем в отложениях северной водосборной площади и меньше, чем возраст минералов в осадках приафриканской зоны. Это свидетельствует об активном поступлении в голоцене и вюрме золотого материала с африканского побережья.

В верхнечетвертичных осадках приафриканского континентального склона обнаружены ассоциации тяжелых минералов, характерные для рыхлых толщ, распространенных на побережье Киренаики и Западного Египта. Они обогащены турмалином и цирконом [441].

Вулканическое стекло	Кальцит кристаллический	Агрегаты кальцита	До	Фораминиферы	Известковый органический шлам	Органические остатки	Выветрелые и другие минералы
—	—	29,1	0,5	26,9	5,7	—	—
ед.	4,73	—	3,47	51,73	6,94	—	9,46
ед.	39,3	2,7	—	11,8	3,8	6,1	—
—	22,9	5,9	—	ед.	—	—	9,5
—	73,75	1,47	0,59	0,88	—	—	—
—	23,0	8,8	—	1,5	—	—	10,8
—	1,4	5,6	—	7,0	—	—	5,6
—	39,0	5,2	—	—	—	—	—
—	72,6	—	—	—	—	—	—
—	22,7	—	—	—	—	—	8,2
—	0,3	8,8	—	3,2	—	6,7	14,7
—	1,1	7,4	—	3,4	—	3,4	5,7
—	32,4	2,8	—	2,2	—	3,9	10,0
—	1,10	9,4	—	5,5	—	3,9	—
—	68,2	3,0	—	6,1	—	2,6	—
—	95,0	—	—	ед.	—	—	—
—	3,1	14,9	0,5	4,1	—	5,0	5,0
—	6,9	17,6	—	2,0	—	7,8	9,8
—	9,0	17,8	0,7	16,8	29,0	—	—
—	42,0	7,0	0,5	21,0	4,7	—	—
—	58,5	4,9	—	6,8	2,4	—	11,7
—	82,7	—	—	1,8	4,0	—	2,2
—	14,4	7,2	0,8	6,4	24,0	—	—
—	2,3	20,4	2,3	6,2	10,2	—	—
—	2,0	3,0	1,0	40,0	4,0	—	—
—	—	1,0	—	48,0	3,0	—	—
—	—	3,0	p	57,0	5,0	—	—
p	1,0	4,0	p	40,0	3,0	—	—
7,0	1,0	3,0	1,0	51,0	3,0	—	ед.
—	2,0	3,0	1,0	49,0	2,0	—	2,0
p	1,0	3,0	1,0	51,0	5,0	—	5,0
—	3,0	10,0	1,0	45,0	3,0	—	—
—	2,0	4,0	ед.	32,0	2,0	—	—
—	2,0	3,0	1,0	53,0	5,0	—	—
3,0	2,0	4,0	1,0	2,0	1,0	—	—
12,0	2,0	3,0	1,0	8,0	2,0	—	—
p	2,0	4,0	ед.	10,0	p	—	—
—	3,0	5,0	2,0	23,0	2,0	—	—

В колонке Va-531 голоценовые осадки представлены ассоциацией разнообразных рудных в сочетании с заметными количествами роговой обманки, эпидотов, тяжелых карбонатов. Немало здесь циркона, турмалина (табл. 12). Все они испытывают заметные количественные колебания. Сходный комплекс встречен и в верхнем вюрме с той лишь разницей, что здесь в заметных количествах присутствуют также титансодержащие минералы, гранаты.

В колонке Va-828 по сравнению с предыдущей меньше роговых обманок, кроме того, в верхнем вюрме здесь присутствуют моноклинные пироксены и метаморфические минералы.

В Эллинском желобе в прослоях голоценовых, вюрмских, риссвюрмских алевроитов обнаружены заметные количества хлоритоида (A-194), щелочных амфиболов (A-195, A-196) [247]. Хлоритоид является продуктом разрушения филлитов, распространенных в центральной области Крита, а также на архипелаге Киклад Эгей-

Таблица 12

Состав тяжелых минералов крупноалевритовой фракции верхнечетвертичных осадков
Аналитики: К.М. Шимкус, А.Ф. Зверья

Станция, глубина моря	Горизонт, см	Тип илов	Возраст осадков	Магнетит	Ильменит (черные, серые)	Лимонит, гематит (красные, бурые)
Va-531 1920 м	17-24	а-г. с. изв. сапр.	Н ₁	6,36	9,25	15,03
	24-32	а-п. с. изв.		0,37	2,96	1,48
	60-65	"		3,78	7,3	24,05
	95-100	"		5,83	9,33	15,74
	100-115	"		5,95	13,03	26,06
	130-135	"		5,90	13,76	23,83
	165-171	"		16,87	2,45	22,09
Va-1328 2540 м	171-180	а-п. изв.	Н ₁	2,87	5,73	37,26
	0-3	а-п. с. изв.		9,74	7,14	10,71
	6-10	м/а		6,22	11,4	15,54
	424-428	м/а изв. сапр.		—	—	0,94
	435-437	а-п. изв.		—	0,60	0,30
	450-455	а-п. с. изв. сапр.		—	0,60	0,90
	460-465	а-п. изв.		—	0,28	1,10
	480-485	п. изв.		—	5,0	12,0

* — зубы, кости.

Таблица 12 (окончание)

Станция, глубина моря	Горизонт, см	Тип илов	Возраст осадков	Брукит-анатаз	Биотит	Другие слюды (разноцветные)	
Va-531 1920 м	17-24	а-п. с. изв. сапр.	Н ₁	—	1,48	2,96	
	24-32	а-п. с. изв.		0,27	2,97	1,89	
	60-65	"		0,29	3,79	1,75	
	95-100	"		0,28	1,70	—	
	100-115	"		0,25	1,23	0,49	
	130-135	"		—	2,15	5,52	
	165-171	"		—	1,27	0,32	
Va-1328 2540 м	171-180	а-п. изв.	Н ₁	0,30	9,09	5,84	
	0-3	а-п. с. изв.		—	3,63	1,55	
	6-10	м/а		—	—	—	
	424-428	м/а изв. сапр.		R-W	—	0,31	0,31
	435-437	а-п. изв.		—	—	2,10	0,90
	450-455	а-п. с. изв. сапр.		—	—	0,30	—
	460-465	а-п. изв.		—	—	—	0,28
	480-485	п. изв.		—	—	1,50	1,50

ского бассейна. Щелочные амфиболы встречены на островах Киклад, в центральной части Крита, а также на центральном Пелопоннесе.

По нашим данным, к востоку от Крита в одном из прослоев голоценовых осадков среди нерудных тяжелых минералов доминируют эпидот-цоизит, роговая обманка (Va-378). Характерно присутствие заметных количеств щелочных амфиболов.

Эти данные свидетельствуют, что питание рассматриваемой зоны в позднечетвертичное время осуществлялось с водосборной площади Крита, Пелопонесса и ряда островов Эгейского бассейна.

Сказанное подтверждается абсолютными датировками терригенных минералов в колонке Va-996 [50].

Центральный бассейн. Осадки африканского континентального скло-

западной (приафриканской) области Восточного бассейна

Пирит (марказит)	Лейко- ксен	Моно- клинные пиро- ксены	Роговая обманка	Актино- лит-тре- молит и др. ам- фиболы	Эпидот- цоизит	Сфен	Рутил
12,14	2,96	0,37	4,81	0,37	3,33	0,37	0,37
58,15	4,32	2,43	11,08	0,54	6,49	0,54	1,35
0,27	1,46	0,58	9,91	—	11,37	—	1,46
8,16	2,27	1,98	15,30	—	17,56	0,28	1,42
—	2,70	2,46	11,55	—	9,58	0,98	0,98
—	1,23	24,85	4,29	—	6,75	0,31	—
—	3,50	3,5	12,42	—	10,83	0,96	1,27
3,82	11,04	0,33	14,94	1,30	12,34	1,62	0,97
0,33	13,47	—	18,13	—	17,10	1,04	2,07
—	—	—	—	—	—	—	—
80,88	—	—	0,31	0,63	1,95	0,31	—
73,05	2,10	0,90	6,89	0,90	3,29	—	0,60
71,08	1,81	0,30	6,93	0,90	4,22	—	0,60
69,15	0,28	0,28	3,58	—	1,10	0,28	—
13,50	6,00	1,50	20,0	—	13,0	—	—

Дистен, андалузит	Карбонаты (доломит)	Желези- стые карбо- натные агрегаты	Циркон (монацит)	Турмалин	Апатит	Гранат	Обломки пород и другие минералы
—	15,19	1,85	1,48	1,11	0,37	—	—
—	17,57	9,46	3,51	0,54	—	1,35	—
—	20,41	3,79	3,21	1,75	0,29	0,87	—
—	7,37	—	4,82	0,57	0,28	0,57	0,28
—	12,04	7,13	4,67	0,26	—	2,21	—
—	2,15	—	0,31	—	0,31	—	10,74
—	4,14	3,82	1,91	0,32	—	0,64	5,41
0,33	7,47	1,62	2,92	0,65	0,65	0,97	—
—	5,18	—	1,55	2,07	—	1,04	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	14,42	—	0,63	—	—	—	—
—	6,39	—	0,60	0,30	—	0,60	0,30
—	9,64	—	0,60	0,60	0,60	—	—
—	22,31	—	0,55	0,28	—	0,28	—
—	11,50	—	1,50	—	1,00	1,00	1,00*

на содержат разнородный обломочный материал прибрежной зоны Африканского континента. Реликтовые (?) верхнеюрмские (?) алевриты верхней зоны склона характеризуются ассоциацией из разнообразных рудных; больше всего ильменита, в сочетании с повышенными содержаниями роговых обманок, эпидотов, циркона. В отдельных прослоях много биотита (Va-359, табл. 13). Обломочные минералы легкой фракции представлены в основном кварцем (табл. 14). Возраст терригенных минералов здесь составляет 500 млн. лет [50].

В средней зоне африканского склона комплекс тяжелых минералов единый для голоценовых, верхне- и среднеюрмских осадков (Va-360, табл. 13). Помимо разнообразных рудных, в заметных количествах встречены роговая обманка, эпидот, биотит. Постоянно присутствуют аксессуарные (рутил, циркон). Обломоч-

Таблица 13

Состав тяжелых минералов крупноалевритовой фракции верхнечетвертичных осадков
Аналитики: К.М. Шимкус, Е.М. Емельянов

Станция, глубина моря	Горизонт, см	Тип осадка	Возраст осадков	Содержа- ние тяже- лой под- фрак- ции	Магне- тит	Ильме- нит	Лимонит, гематит
Va-359	0-1	кр/а изв.	WII	4,37	р	25,0	12,0
297 м	44-57	"		2,34	р	25,0	12,0
Va-360	18-23,5	п. с. изв. сапр.	HI	5,63	р	5,0	44,0
2031 м	29-44	а.-п. изв.	WII	5,33	—	13,97*	25,5
	72-89	п. изв.		1,21	—	5,1*	45,99
	107-115	"		3,76	ед.	12,0	32,0
	126-138	а.-п. изв.		1,07	—	9,0	32,0
	144-161	п. изв.		4,32	ед.	22,0	18,0
	176-192	а.-п. изв.		5,60	ед.	18,0	15,0
	203-219	п. изв. сапр.	WI/II	3,18	ед.	18,0	15,0
	230-245	а.-п. изв.		3,32	ед.	12,0	36,0
Va-362	20-28	п. изв.	WII ?	2,92	—	16,5	31,7
2715 м	42-55	"		3,30	—	17,4	41,5
	106-119	"		4,11	—	12,8	35,2
	173-177	"		3,4	—	11,9	19,3
	209-219	"		4,24	р	8,0	24,0
Va-1331	5-10	а.-п. сл. изв. сл. ж.	HI	16,0*	—	0,94	4,24
4022 м	90-93	кр/а с. изв.	HI ?	1,96	—	2,87	21,53
	145-150	м/а изв.		23,83	—	—	—
	290-295	а.-п. изв.		2,62	ед.	—	2,96
Va-363	0-4	п. сл. изв.	HI	10,0	ед.	12,0	23,0
4112 м	15-19	п. изв.		4,0	ед.	10,0	40,0
Va-310	0-4	п. изв.		16,66	ед.	р	30,0
3382 м	4-14	"		3,52	—	12,07*	26,32
	35-39	п. сл. изв. сл. м.		50,0*	—	—	—
	155-173	п. сл. изв.	WII	19,33	ед.	р	31,0
	227-245	"		3,0	ед.	10,0	30,0
	282-301	"		8,50	—	15,67*	29,0
	338-356	"		4,0	ед.	8,0	15,0
	391-408	"		4,4	—	44,9*	16,3
	439-452	а.-п. сл. изв.		3,25	ед.	р	23,0
	462-472	кр/а сл. изв.		1,89	ед.	4,0	10,0
	472-481	а.-п. сл. изв.		0,14	—	5,7*	7,0
	481-497	кр/а сл. изв.		2,34	ед.	4,0	9,0
	535-546	"		1,97	ед.	3,0	8,0
	558-570	"		1,91	ед.	19,0	р
	578-580	п. сл. изв.	WI/II	4,70	ед.	8,0	р
	583-590	"		5,55	—	12,0	—
	590-596	"		1,90	р	7,0	7,0
	602-609	м/а		2,18	ед.	10,0	3,0
	630-636	п. сл. изв.		1,03	ед.	12,0	5,0
	645-651	п. сл. изв. сапр.		7,69	ед.	8,0	р
	675-684	п. сл. изв.		34,44	—	—	—
	700-716	"		7,10	р	р	—
	750-766	"		7,89	—	ед.	0,8
	799-810	"		6,98	—	16,1*	0,8
Va-310	831-832	кр/а	WI/II	2,40	ед.	6,0	р
3382 м							
Va-562	17-22	п. сл. изв.	HI	2,85	—	5,26*	2,3
911 м	85-90	"		2,31	—	10,49*	3,1
	120-125	"		2,01	—	15,96*	2,7
	150-156	"		1,57	—	9,17*	1,8
	180-185	п. изв.		4,75	—	6,10*	1,4
	195-200	п. изв. сапр.		1,89	—	—	ед.
	232-242	п. изв.		3,63	—	7,21*	3,1

* — рудные черные (без подразделения); ** — в основном зеленые слюды.

Центрального бассейна

Пирит (марка- зит)	Лейко- ксен	Гипер- стен, энста- тит	Моно- клин- ные пиро- ксены	Рого- вая обман- ка	Базаль- тическая роговая обманка	Анти- полит- темолит	Арфвед- сонит, глауко- фан, тибенит	Эпидот- цоизит	Сфен
—	3,0	—	ед.	12,0	1,0	ед.	—	17,0	ед.
—	7,0	ед.	ед.	12,0	ед.	ед.	—	15,0	ед.
—	5,0	ед.	3,0	12,0	ед.	—	—	14,0	ед.
—	2,8	—	0,2	5,4	—	1,0	—	5,87	0,4
—	2,9	0,3	0,3	10,9	0,3	1,5	—	11,2	—
—	12,0	ед.	ед.	12,0	ед.	—	—	15,0	ед.
—	0,6	—	0,55	19,2	—	1,6	0,3	15,04	—
—	5,0	р	р	15,0	—	—	—	20,0	—
—	6,0	р	р	18,0	р	—	—	20,0	—
—	6,0	—	р	18,0	ед.	—	—	24,0	—
—	12,0	р	р	13,0	ед.	—	—	16,0	—
—	3,2	—	18,7	7,0	1,2	0,8	—	14,3	0,6
—	2,2	0,2	4,6	6,2	0,2	0,2	—	6,8	1,2
—	1,5	—	4,8	15,6	—	1,3	—	8,8	0,6
2,7	1,7	—	3,90	21,4	—	0,7	0,2	15,8	0,7
—	8,0	р	3,0	12,0	р	—	—	16,0	ед.
—	2,36	—	0,47	0,47	—	—	—	—	—
43,54	—	—	2,87	4,31	0,48	1,43	—	4,31	—
1,73	—	—	—	—	—	—	—	—	—
7,40	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	5,0	р	р	18,0	ед.	—	—	5,0	ед.
—	р	р	р	20,0	р	ед.	—	13,0	ед.
2,0	8,0	р	р	7,0	р	—	—	11,0	ед.
—	1,2	—	4,33	11,5	—	1,5	—	14,3	0,6
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
10,0	—	—	ед.	2,0	—	—	—	5,0	ед.
р	ед.	—	—	3,0	—	—	—	4,0	ед.
1,5	1,5	—	3,73	3,0	0,7	1,5	—	3,0	0,74
2,0	6,0	—	р	4,0	р	—	—	5,0	ед.
—	4,7	—	5,4	3,4	—	0,7	—	8,2	—
3,0	5,0	2,0	р	4,0	—	—	ед.	12,0	—
6,0	5,0	7,0	р	4,0	—	—	ед.	12,0	ед.
7,5	5,7	—	2,6	3,0	—	0,9	—	4,4	0,4
7,0	5,0	8,0	р	3,0	—	—	—	12,0	ед.
5,0	4,0	4,0	2,0	1,0	—	р	ед.	12,0	ед.
3,0	7,0	5,0	р	10,0	—	ед.	ед.	9,0	р
2,0	2,0	1,0	1,0	5,0	ед.	ед.	ед.	10,0	ед.
—	5,0	1,0	1,0	5,0	—	—	ед.	10,0	ед.
1,0	5,0	2,0	р	3,0	ед.	ед.	—	12,0	—
5,0	р	—	р	5,0	—	р	—	18,0	ед.
5,0	р	2,0	р	5,0	—	ед.	—	16,0	ед.
20,0	7,0	р	р	3,0	—	ед.	—	16,0	ед.
95,0	—	ед.	ед.	ед.	—	—	—	1,0	ед.
60,0	р	ед.	ед.	2,0	—	ед.	—	7,0	ед.
60,0	3,0	ед.	ед.	ед.	—	ед.	—	4,0	ед.
62,4	0,3	—	1,0	0,27	—	1,6	—	1,07	—
30,1	7,0	р	3,0	3,0	—	ед.	ед.	7,0	—
—	—	—	1,6	5,6	—	2,4	0,6	11,4	2,3
—	2,1	1,0	10,49	10,40	0,3	0,6	0,7	17,83	1,0
2,5	3,0	0,8	7,99	6,27	—	1,1	0,3	21,76	1,4
6,2	4,1	0,36	7,69	11,5	—	2,6	0,3	21,6	1,5
60,46	—	0,60	2,0	4,9	—	2,6	0,3	6,1	1,2
99,9	—	—	—	ед.	—	—	—	—	—
20,0	1,2	—	2,5	8,9	—	6,58	0,6	20,7	0,9

Таблица 13 (окончание)

Станция, глубина моря	Горизонт, см	Тип осадка	Возраст осадков	Содержа- ние тяже- лой под- фрак- ции	Рутил	Брукит- анатаз	Биотит
Va-359	0-1	кр/а изв.	W _{II}	4,37	4,0	ед.	20,0
297 м	44-57	"		2,34	2,0	-	p
360	18-23,5	п. с. изв. сапр.	H _I	5,63	3,0	2,0	7,0
2031 м	29-44	а.-п. изв.	W _{II}	5,33	2,6	0,4	2,0
	72-89	п. изв.		1,21	1,87	-	5,35
	107-115	"		3,76	2,0	-	10,0
	126-138	а.-п. изв.		1,07	0,3	0,8	9,9
	144-161	п. изв.		4,32	4,0	ед.	10,0
	176-192	а.-п. изв.		5,60	5,0	ед.	10,0
	203-219	п. изв. сапр.	W _{I/II}	3,18	3,0	-	8,0
	230-245	а.-п. изв.		3,32	2,0	ед.	5,0
Va-362	20-28	п. изв.	W _{II} ?	2,92	1,6	0,4	0,8
2715 м	42-55	"		3,30	3,2	0,4	1,4
	106-119	"		4,11	1,4	0,3	9,0
	173-177	"		3,4	4,1	1,2	2,6
	209-219	"		4,24	3,0	3,0	11,0
Va-1331	5-10	а.-п. сл. изв. сл. ж.	H _I	16,0*	-	-	34,43
4022 м	90-93	кр/а с. изв.	H _I ?	1,96	0,96	0,96	2,39
	145-150	м/а изв.		23,83	-	-	54,91
	290-295	а.-п. изв.		2,62	-	-	43,70
Va-363	0-4	п. сл. изв.	H _I	10,0	p	ед.	10,0
4112 м	15-19	п. изв.		4,0	p	ед.	12,0
Va-310	0-4	п. изв.		16,66	1,0	p	12,0
3382 м	4-14	"		3,52	1,8	0,3	8,98
	35-39	п. сл. изв. сл. м.		50,0*	-	-	-
	155-173	п. сл. изв.	W _{II}	19,33	1,0	ед.	12,0
	227-245	"		3,0	ед.		16,0
	282-301	"		8,50	2,23		4,47
	338-356	"		4,0	1,0	p	20,0
	391-408	"		4,4	2,0	-	0,68
	439-452	а.-п. сл. изв.		3,25	p	2,0	7,0
	462-472	кр/а сл. изв.		1,89	2,0	3,0	10,0
	472-481	а.-п. сл. изв.		0,14	0,9	1,7	17,54
	481-497	кр/а сл. изв.		2,34	3,0	1,0	14,0
	535-546	"		1,97	p	1,0	17,0
	558-570	"		1,91	2,0	ед.	12,0
	578-580	п. сл. изв.	W _{II}	4,70	p	p	25,0
	583-590	"		5,55	p	-	25,0
	590-596	"		1,90	p	1	28,0
	602-609	м/а		2,18	2,0	8,0	13,0
	630-636	п. сл. изв.		1,03	2,0	6,0	12,0
	645-651	п. сл. изв. сапр.		7,69	p	3,0	12,0
	675-684	п. сл. изв.		34,44	ед.	ед.	p
	700-716	"		7,10	p	ед.	8,0
	750-766	"		7,89	p	1,0	14,0
	799-810	"		6,98	0,54	-	4,28
Va-310	831-832	кр/а	W _{I/II}	2,40	p	2,0	10,1
3382 м							
Va-562	17-22	п. сл. изв.	H _I	2,85	0,3	-	17,76
911 м	85-90	"		2,31	0,7	1,0	1,75
	120-125	"		2,01	0,8	2,7	2,75
	150-156	"		1,57	0,3	3,2	2,66
	180-185	п. изв.		4,75	0,3	-	1,74
	195-200	п. изв. сапр.		1,89	-	-	-
	232-242	п. изв.		3,63	0,3	1,2	5,64

Другие слюды	Мета- морфи- ческие минералы	Доломит	Сидерит	Циркон	Турма- лин	Апатит	Гранат	Обломки пород, выветре- вшие и другие минералы
—	ед.	—	1,0	5,0	ед.	—	ед.	—
—	ед.	2,0	р	6,0	ед.	р	ед.	18,0
—	ед.	р	р	5,0	р	ед.	р	—
—	0,2	23,4	6,5	5,0	0,4	0,8	0,2	—
0,27	—	8,5	—	1,8	1,3	0,8	0,5	—
—	—	ед.	ед.	5,0	р	ед.	р	—
—	—	2,5	—	3,3	1,1	0,3	1,1	—
—	—	ед.	—	7,0	р	р	р	—
—	—	ед.	ед.	8,0	р	р	р	—
—	ед.	р	р	8,0	ед.	р	ед.	—
—	ед.	ед.	ед.	4,0	р	р	р	—
—	0,2	0,4	0,2	1,9	0,86	2,1	1,1	—
—	—	0,2	—	10,0	1,0	1,8	1,2	—
—	—	2,6	—	2,6	1,4	0,6	0,8	—
—	—	6,34	—	2,7	0,24	0,97	1,22	—
—	ед.	р	—	7,0	р	р	2,0	—
55,19	—	—	—	—	—	—	—	—
1,43	0,48	0,48	0,96	—	0,48	—	0,96	9,57
40,46	—	—	—	—	—	—	—	2,89
41,48	—	—	—	—	—	—	—	3,7
—	—	р	ед.	5,0	2,0	р	—	—
—	—	р	ед.	5,0	р	—	ед.	—
15	—	3,0	р	6,0	р	2,0	—	—
—	—	4,95	—	1,23	0,6	0,6	1,8	7,74
—	—	—	—	—	—	—	—	—
29,0*	р	р	р	5,0	р	р	5,0	—
25,0*	1,0	0,9	ед.	5,0	2,0	ед.	4,0	—
8,96	—	2,99	5,97	3,0	1,5	1,5	0,7	7,46
28,0*	—	5,0	р	4,0	ед.	—	2,0	—
2,7	—	0,7	0,7	0,7	0,7	—	4,0	4,08
22,0*	ед.	5,0	р	7,0	2,0	3,0	3,0	—
20,0*	ед.	5,0	2,0	3,0	р	2,0	5,0	—
24,02*	—	1,3	0,44	3,0	2,2	4,82	4,82	1,7
16,0	ед.	6,0	3,0	3,0	р	1,0	5,0	—
20,0	ед.	3,0	1,0	3,0	р	2,0	4,0	8,0
15,0	ед.	ед.	6,0	10,0	р	р	2,0	—
30,0	—	2,0	р	5,0	р	р	6,0	—
30,0	—	—	ед.	6,0	р	ед.	5,0	—
23,0	—	ед.	ед.	3,0	р	р	5,0	—
12,0	—	2,0	4,0	5,0	р	6,0	5,0	—
12,0	—	2,0	3,0	5,0	р	6,0	5,0	—
14,0	—	2,0	2,0	4,0	ед.	3,0	4,0	—
3,0	—	1,0	р	р	ед.	р	ед.	—
15,0	—	1,0	ед.	3,0	р	ед.	5,0	—
15,0	—	ед.	ед.	4,0	ед.	1,0	ед.	—
17,16*	—	1,3	1,6	0,8	0,27	0,54	2,69	1,54
18,0*	ед.	5,0	р	5,0	р	1,0	4,0	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—
24,34	—	6,9	3,3	0,6	0,6	0,6	4,9	5,92
2,45	0,70	—	0,3	1,0	1,4	2,4	22,7	8,04
1,10	0,30	0,8	0,83	2,2	0,3	0,8	20,70	—
2,37	—	0,6	1,5	0,6	0,6	0,6	19,5	—
3,20	—	—	0,3	0,9	0,3	0,6	3,2	—
—	—	ед.	—	—	—	—	—	—
6,89	—	3,7	0,9	1,2	0,9	0,3	6,6	—

Таблица 14

Состав легких минералов в крупноалевритовой фракции верхнечетвертичных осадков
Аналитики: К.М. Шимкус, Е.М. Емельянов

Станция, глубина моря	Горизонт, см	Возраст осадков	Кварц	Полевые шпаты	Глауконит	Мусковит
Va-359	0-1		66,0	7,0	p	p
297 м	44-57		46,0	5,0	2,0	2,0
Va-360	18-23,5	НI	18,0	5,0	p	-
2031 м	23,5-29		34,8	2,2	2,2	-
	107-115	WII	70,0	10,0	p	ед.
	144-161		78,0	5,0	3,0	ед.
	176-192		63,0	8,0	-	p
	203-219	WI/II	55,0	7,0	ед.	p
	219-230		52,2	0,9	-	-
	230-245		53,0	7,0	p	p
Va-362	209-219	WII?	15,0	2,0	p	-
2715 м						
Va-1331	290-295	НI?	14,50	2,96	2,07	5,62
4022 м						
Va-363	0-4	НI	25,0	5,0	ед.	ед.
4112 м	15-19		27,0	5,0	p	p
Va-310	0-4	НI	68,0	12,0	ед.	p
3382 м	155-173	WII	66,0	10,0	-	2,0
	227-245		56,0	12,0	-	2,0
	338-356		66,0	15,0	ед.	p
	439-452		57,0	3,0	ед.	p
	462-472		58,0	10,0	p	2,0
	481-497		42,0	10,0	ед.	2,0
	535-546		35,0	8,0	ед.	4,0
	558-570		48,0	10,0	p	p
	578-580	WI/II?	54,0	15,0	p	p
	583-590		56,0	12,0	ед.	2,0
	590-596		30,0	12,0	p	3,0
	602-609		43,0	10,0	ед.	2,0
	630-636		45,0	10,0	ед.	2,0
	645-651,5		50,0	18,0	ед.	2,0
	667,5-684		49,0	12,0	ед.	5,0
	700-716		39,0	12,0	2,0	2,0
	750-766		28,0	10,0	p	p
	831-832		38,0	8,0	p	5,0
Va-562	0-3	НI	39,3	7,7	-	-
911 м	135-140		31,3	9,9	8,2	-
	195-200		6,9	0,8	0,8	-
	232-242		31,5	6,6	-	-

* - слюды, ** - вулканическое стекло; p - редкие зерна, ед. - единичные зерна.

ные легкие минералы представлены в основном кварцем, содержания которого повышены в верхнем вюрме. Полевые шпаты имеют подчиненное значение. Возраст терригенных минералов в верхнем вюрме составляет 210 млн. лет [50].

Сходный комплекс тяжелых минералов выявлен в разрезе верхнечетвертичных осадков западной области Восточно-Средиземноморского вала, приближающейся к африканскому склону (Va-1328, табл. 12).

Однако в верхнем вюрме и низах голоцена чувствуется влияние сноса с вулканических районов Африканско-Сицилийского порога. Этим объясняется появление заметных количеств моноклинных пироксенов.

Повышение содержаний устойчивых акцессорных и рудных минералов свидетельствует об активном поступлении в этот район прибрежных наносов в позднем вюрме. Некоторая изменчивость ассоциаций минералов в среднем вюрме обусловлена в

Центрального бассейна

Зеленая и другие слюды	Кальцит кристаллический	Агрегаты кальцита	Доломит	Фораминиферы	Известковый органический шлам	Обломки пород, минералы и другие
ед.	4,0	6,0	р	7,0	10,0	—
—	4,0	6,0	1,0	20,0	16,0	—
—	р	4,0	р	70,0	10,0	—
—	—	5,3	2,2	28,6	21,6	1,3
2,0	4,0	2,0	2,0	10,0	р	—
р	3,0	р	1,0	10,0	ед.	—
2,0	7,0	р	ед.	15,0	2,0	3,0
3,0	5,0	р	р	25,0	р	5,0
—	9,9	—	2,7	12,6	18,9	0,9
2,0	10,0	5,0	р	20,0	3,0	5,0
3,0	ед.	р	ед.	70,0	10,0	—
4,73	—	1,19	0,89	49,4	5,9	12,62
р	10,0	7,0	р	50,0	3,0	—
р	10,0	5,0	р	50,0	3,0	—
5,0	8,0	ед.	2,0	р	р	5,0**
7,0	5,0	р	р	—	—	5,0*
12,0	10,0	ед.	—	—	—	3,0*
15,0	2,0	ед.	—	—	—	—
7,0	18,0	3,0	ед.	ед.	—	5,0*
5,0	8,0	12,0	ед.	5,0	—	—
6,0	10,0	18,0	р	4,0	8,0	—
4,0	10,0	20,0	ед.	7,0	10,0	2,0*
р	2,0	15,0	р	20,0	1,0	4,0*
18,0	10,0	р	р	—	—	3,0*
20,0	10,0	р	ед.	—	р	р*
15,0	10,0	10,0	р	20,0	р	р*
5,0	10,0	20,0	ед.	10,0	р	ед.*
4,0	10,0	20,0	ед.	10,0	р	ед.*
8,0	12,0	5,0	ед.	3,0	р	2,0*
12,0	15,0	5,0	р	2,0	ед.	—
5,0	17,0	15,0	ед.	5,0	3,0	ед.*
р	20,0	20,0	2,0	15,0	5,0	р*
6,0	10,0	12,0	р	15,0	8,0	2,0**
1,7*	—	15,4	ед.	6,0	29,8	—
—	—	9,8	1,6	8,2	31,2	—
1,0*	10,1	1,6	0,4	37,6	40,4	—
2,2*	3,4	18,0	1,1	6,7	30,3	—

основном колебаниями содержаний аксессуарных минералов, что очевидно обусловлено разной подачей пляжевого материала в связи с относительными изменениями уровня моря.

Возрастные метки терригенных минералов в колонке Va-1328 находятся в пределах 195–245 млн. лет и свидетельствуют о существенной поставке сюда золотых наносов с африканского побережья на протяжении голоцена и вюрма [50].

В средней зоне Африкано-Сицилийского склона накапливались в основном продукты разрушения вулканогенных образований, которые распространены на востоке Сицилии (Этна) и Африкано-Сицилийском пороге (острова Линоза, Пантеллерия и многочисленные подводные вулканы). На это указывают заметные количества моноклинных пироксенов в составе тяжелых минералов на ст. Va-362 (табл. 13).

У подножья Африкано-Сицилийского склона алевритовая фракция голоценовых

осадков очень обогащена слюдами, содержание которых в отдельных прослоях достигает до 90%. В некоторых горизонтах заметную роль играют роговые обманки, эпидоты, моноклинные пироксены (табл. 13, Va-1331). Комплекс минералов свидетельствует об интенсивном поступлении терригенного материала с Восточной Сицилии, где развиты слюдистые сланцы и вулканогенные образования.

Питание обломочным материалом северной области Центральной котловины в течение позднечетвертичного времени происходило в основном в Адриатического бассейна, по которому транспортировались выносы По и других рек восточного и западного водосбора.

В колонке Va-562, взятой южнее пролива Отранто, для верхне- и нижнеголоценовых осадков характерна ассоциация слюд и эпидотов в сочетании с небольшими количествами роговой обманки, актинолиттремолита, карбонатов, гранатов (табл. 13). По составу тяжелых минералов выявляется доминирующая роль речных выносов Динарид. В среднем голоцене повышена роль эпидотов, гранатов, моноклиновых пироксенов, роговых обманок. Такая ассоциация типична для моллас Апеннин [396].

В нижней зоне Южно-Апеннинского склона, поблизости от устья подводной долины Таранто ассоциации тяжелых минералов несколько отличаются от района Отранто и изменчивы в стратиграфическом разрезе (Va-310, табл. 13). Здесь существенны колебания содержаний рудных минералов, эпидотов, роговых обманок, гранатов, циркона. Характерно обилие слюд. Мощный прослой крупного алеврита отличается разнообразными рудными, большим количеством слюд и заметными количествами акцессорных (брукит-анатаз, циркон, гранат).

По-видимому, основной артерией, питавшей этот район крупнозернистым терригенным материалом, в течение голоцена и вюрма была подводная долина Таранто. В нее поступали наносы Южно-Апеннинских рек (Лато, Брадано, Басенто, Кавоне, Агри, Синни, Крати и др.). Суспензионными потоками они увлекались на сотни километров вглубь моря.

По зарубежным данным [193] в пляжевых отложениях залива Отранто встречены гематит, гранаты, среди которых распространена розовая их разновидность, окрашенные и бесцветные (диаллаг) пироксены, эпидоты, циркон, барит и другие. В эту долину, очевидно, заносились также наносы с Адриатики, богатые гранатами, слюдами, роговыми обманками, эпидотами. Особенности минерального состава в колонке Va-310 предопределены минералогической дифференциацией разнородного материала во время его транспортировки суспензионными потоками. Именно этим обстоятельством следует объяснить большие количества слюд в тяжелой подфракции, т.е. наиболее транспортабельных минералов, способных перемещаться на огромные расстояния. Особенно активно перенос терригенного материала придонными потоками осуществлялся в позднем вюрме во время глубокой регрессии моря, когда речной материал почти прямо "сваливался" в подводные долины континентального склона в связи с близостью устьев рек к бровке шельфа. Тогда в глубоководную область увлекались также и огромные объемы пляжевых отложений, обогащенных акцессорными минералами.

На абиссальной равнине (Va-363) в верхнем голоцене помимо разнообразных рудных минералов заметную роль играют роговая обманка, эпидоты, биотит, а также циркон. Среди легких обломочных минералов явно доминирует кварц. Похоже, что здесь аккумулировались продукты разрушения Калабрийского кристаллического массива.

Как показали наши определения [50], возрастные метки терригенных минералов северной области Центральной котловины (Va-561, Va-310) находятся в пределах 150–190 млн. лет, что соответствует среднему возрасту пород Апеннинского водосбора. В голоценовых отложениях Мессинской подводной долины вблизи Калабрии (Va-981) возраст минералов колеблется от 175 до 185 млн. лет. В верхнечетвертичных осадках абиссальной равнины (Va-1450) выявлены довольно широкие пределы меток возраста (130–210 млн. лет), свидетельствующие о поставке сюда терригенного материала из различных источников, в том числе и с Африканского континента (возрастные метки свыше 200 млн. лет).

Тирренская впадина. В западной ее области, в разрезе верхнечетвертичных осадков возрастом до нижнего вюрма (Va-325) терригенные минералы имеют отметки

от 125 до 190 млн. лет. [50]. Наиболее древние минералы тяготеют к голоценовым осадкам. Возрастные метки указывают на накопление здесь смеси Апеннинского и Сардинского осадочного материала.

Алжиро-Прованский бассейн. В северную область этой котловины в течение позднечетвертичного отрезка основная часть терригенного материала поставлялась Роной и реками Прованса.

Характерные минералы выносов Роны (зеленая роговая обманка, эпидоты, глаукофан) в заметных количествах встречаются в алевритовых прослоях верхнеюрских отложений у подножья Лионского континентального склона (ст. Sk-18, [247]). Этот комплекс обнаружен нами в прослое крупного алеврита в колонке Va-771, расположенной на абиссальной равнине поблизости от Лионского континентального склона.

На Прованском континентальном склоне в голоцене и позднем вюрме интенсивно накапливались наносы рек Вар и Пайон. В слое верхнечетвертичных осадков подводных долин встречается характерная для аллювия этих рек ассоциация тяжелых минералов, высокие содержания гранатов, амфиболов, моноклиновых пироксенов. Отмечено постоянное присутствие метаморфических минералов [249].

Река Вар играла значительную роль также и в поставке терригенного материала в Лигурийскую абиссальную область [249, 248].

Выносами с массива Мор, где развиты метаморфические сланцы, сложена терригенная часть осадочного материала в нами исследованной колонке Va-1443, расположенной на абиссальной равнине вблизи Прованско-Лионского склона. В алевритовых прослоях голоценовых и верхнеюрских осадков этой колонки в тяжелой подфракции явно преобладают разноцветные слюды (зеленоватые, желтые, коричнево-желтые). На отдельных горизонтах они составляют в сумме свыше 50% (иногда почти 100%) от тяжелой подфракции. В случаях, когда содержания слюд понижены, среди нерудных минералов встречаются также роговая обманка, глаукофан, эпидоты, гранаты, турмалин и другие.

На генетическую связь с водосбором Альп терригенного материала в колонке Va-1443 указывают и возрастные метки терригенных минералов. Они находятся в пределах от 95 до 125 млн. лет [50].

Более высоковозрастные минералы встречаются в прослое голоценовых (?) песчано-алевритовых отложений (185 млн. лет) и подстилающих их верхнеюрских илах (145 млн. лет) (Va-1445). Они свидетельствуют о сносе осадочного материала с Сардинского водосбора.

В южной зоне Алжиро-Прованского бассейна в течение позднечетвертичного времени накапливался разнородный материал с Алжирского водосбора. Минеральный состав алевритовых прослоев голоценовых и верхнеюрских отложений, залегающих на алжирском склоне, у его подножья и на абиссальной равнине, отличался заметным разнообразием (Sk-04, -0,6, -0,7, -0,8, -10, [247], A-210, [261]). В одних прослоях доминируют циркон и гранат, в других — моноклиновые пироксены, амфиболы и эпидоты в разных сочетаниях с акцессорными минералами.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ТЕРРИГЕННОГО ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

Минеральный состав крупноалевритовой фракции в разрезах верхнечетвертичных отложений несколько меняется в связи с изменениями условий осадконакопления. Хотя большинство современных минералогических провинций сохраняют свое значение и в позднечетвертичное время, указывая на устойчивость основных источников терригенного материала, однако их размеры и локализация испытывают определенные изменения. Местами на некоторых уровнях стратиграфического разреза выявляются минеральные ассоциации, не свойственные современным осадкам. Существенно меняется характер поступления терригенного крупнозернистого материала в глубоководную область моря в позднем вюрме, когда море глубоко регрессировало. В это время резко усилилось поступление песка и алеврита в наиболее удаленные от берега части впадин суспензионными потоками. Наряду с материалом, по составу близким к речному аллювию, в некоторых глубоководных впадинах накапливались пески и алевриты, обогащенные слюдами. Такие отложения чаще всего встречаются в дистальных частях турбидитов. Их обогащение происходит в результате гранулометрической и минералогической дифференциации

осадочного материала суспензионными потоками. Вместе с тем слюдястые минералогические провинции всегда связаны с водосборами, где интенсивно эродируются метаморфические комплексы (Восточная Сицилия, массив Мор).

В позднем вюрме иначе чем на современном этапе располагалась нильская минералогическая провинция: она существенно расширилась на северо-запад и север, сохраняя близкую к современной конфигурацию к северо-востоку от устья. Эта особенность свидетельствует о накоплении нильского песчано-алевритового материала на более обширной чем сейчас площади. Подобная картина, как будет показано дальше, выявляется и для глинистого материала. Несомненно, что определенные изменения в распределении терригенного крупнозернистого материала произошли и в областях, примыкающих к другим крупным рекам: По, Тибр, Рона, Эбро и др. К сожалению, эти области пока изучены недостаточно детально.

В связи с регрессией моря, происходила активная эрозия и дефляция ряда областей современного шельфа -- обширной площади Лионского залива, северной части Адриатики, Африкано-Сицилийского порога, приафриканского шельфа. Размыв Африкано-Сицилийского порога отчетливо прослеживается по возросшей роли моноклинных пироксенов в верхневюрмских осадках Африкано-Сицилийского склона и западной части Восточно-Средиземноморского вала.

Активная золотая деятельность в позднем вюрме благоприятствовала не только повышению примеси золотого материала в илах, но также и образованию на дне моря многочисленных прослоев чистых золинитов. Это, как правило, тонкие прослойки микрослоистых мелкоалевритовых и алевритово-пелитовых илов, сложенные, в основном, кварцем, агрегатами кальцита и слюдами. Они отмечены в разрезах осадков Восточного Средиземноморья, Алжиро-Прованской и Тирренской впадин [377, 261, 374].

Некоторые представления о закономерностях распределения терригенного крупнозернистого материала в плейстоцене в целом дают полученные при участии автора результаты изучения минерального состава крупноалевритовой фракции из разных частей плейстоценового разреза отложений, вскрытого скважинами глубоководного бурения нис "Гломар Челленджер" (42А рейс) [254].

Они показали, что в Критской впадине основным источником кластического материала в первой половине плейстоцена, как и на современном этапе, были осадочные и метаморфические породы Крито-Родосской островной дуги.

В район поднятия Флоренс (к западу от Кипра) (скв. G-376) обломочный материал в течение всего плейстоцена поступал с о-ва Кипр, Тавра и острова Родос.

В среднем и раннем плейстоцене Апеннинский и Сицилийский обломочный материал проникал с Апеннин и Сицилии в наиболее глубоководную часть Центральной котловины (скв. G-374), в то время как в позднечетвертичное время он аккумуляровался по периферии абиссальной равнины (Va-310).

Минералогические исследования в нескольких прослоях нижнеплейстоценовых наноилов, песков и мелких алевритов из западной области Восточно-Средиземноморского вала (скв. G-377) позволяют предполагать, что и сюда проникали наносы Апеннинских рек и Восточной Сицилии. В тяжелой подфракции, как и в Центральной впадине, преобладают слюды, в основном зеленые (хлорит). В заметных количествах присутствуют роговая обманка, гидрогетит. Видимо, в раннем плейстоцене эта область еще не была приподнята. Заметим, однако, что этот вывод требует проверки большим объемом исследований, ибо полностью нельзя исключить локального размыва древних метаморфических комплексов, которые могут обнажаться на дне моря. Перемыв донных отложений течениями и последующая аккумуляция переотложенного материала фиксируется в некоторых прослоях по повышенному скоплению карбонатного органического материала и сульфидов железа.

В центральной области Тирренской впадины (скв. G-373) алевритово-пелитовые наноилы из средней части плейстоценового разреза характеризуются ассоциацией минералов из актинолит-тремолита, эпидотов, слюд, типичной для современного водосбора Корсики.

В Алжиро-Прованской впадине у подножья Менорки (скв. G-372) примерно в равных количествах присутствуют зеленые слюды, роговая обманка, волокнистые амфиболы; в низах плейстоцена выявлена ассоциация тяжелых минералов, указывающая на Балеарский источник терригенного материала в сочетании с Прованским (массив Мор).

Основные особенности состава глинистого материала современных осадков Средиземного моря раскрывают схемы площадного распределения гидрослюд, монтмориллонита, каолинита и хлорита, составленные автором совместно с М.А. Ратеевым и М.Б. Хейровым. Помимо ранее полученных и опубликованных данных [100, 469, 218]. При их построении использованы новые определения на 72 станциях. В целом в их основу положены результаты определений примерно на 300 станциях (рис. 49).

Судя по нашим и зарубежным исследованиям, главную часть глинистого материала составляют гидрослюды (иллиты), монтмориллонит (смектит). Каолинит и хлорит имеют подчиненное значение, заметную роль играя лишь локально. Как правило, мало смешанно-слоистых минералов.

Сложение рассмотренных карт позволяет выделить целый ряд провинций глинистых минералов, свидетельствующих о существенных различиях в составе глинистого материала между основными бассейнами и в их пределах.

В Алжиро-Прованском бассейне распространена гидрослюдястая (иллитовая) провинция, охватывающая северную половину бассейна; каолинит-гидрослюдястая — на юге и монтмориллонит-каолинит-иллитовая — на востоке.

В Тирренском бассейне обширная периферийная зона на западе, северо-западе, востоке занята последовательно сменяющимися гидрослюдястой и каолинит-монтмориллонит-гидрослюдястой, а центральная и присицилийская область — каолинит-гидрослюдясто-монтмориллонитовой провинцией.

По данным зарубежных исследований [459], кроме того, выделяется иллит-хлоритовая провинция, охватывающая восточно-сардинский и калабрийский континентальные склоны. В районах развития подводных и надводных вулканов (у неаполитанского побережья и Липартского архипелага) выявлено присутствие смектитов. Их образование связывается с гальмиролизом гиалокластов.

В пределах гидрослюдястой провинции находящаяся подводная гора Барани покрыта осадками, глинистая часть которых представлена почти исключительно хорошо окристаллизованным иллитом. Существенно меньше каолинита, монтмориллонита, неупорядоченных смешанно-слоистых типа иллит-монтмориллонита, а также хлорита [459].

В центральной области осадки, покрывающие подводные вулканы Вавилов, Марсилы, характеризуются большими содержаниями плохоекристаллизованного иллита, а также каолинита. В меньших количествах встречены смешанно-слоистые (иллит-монтмориллонит), монтмориллонит и хлорит [459].

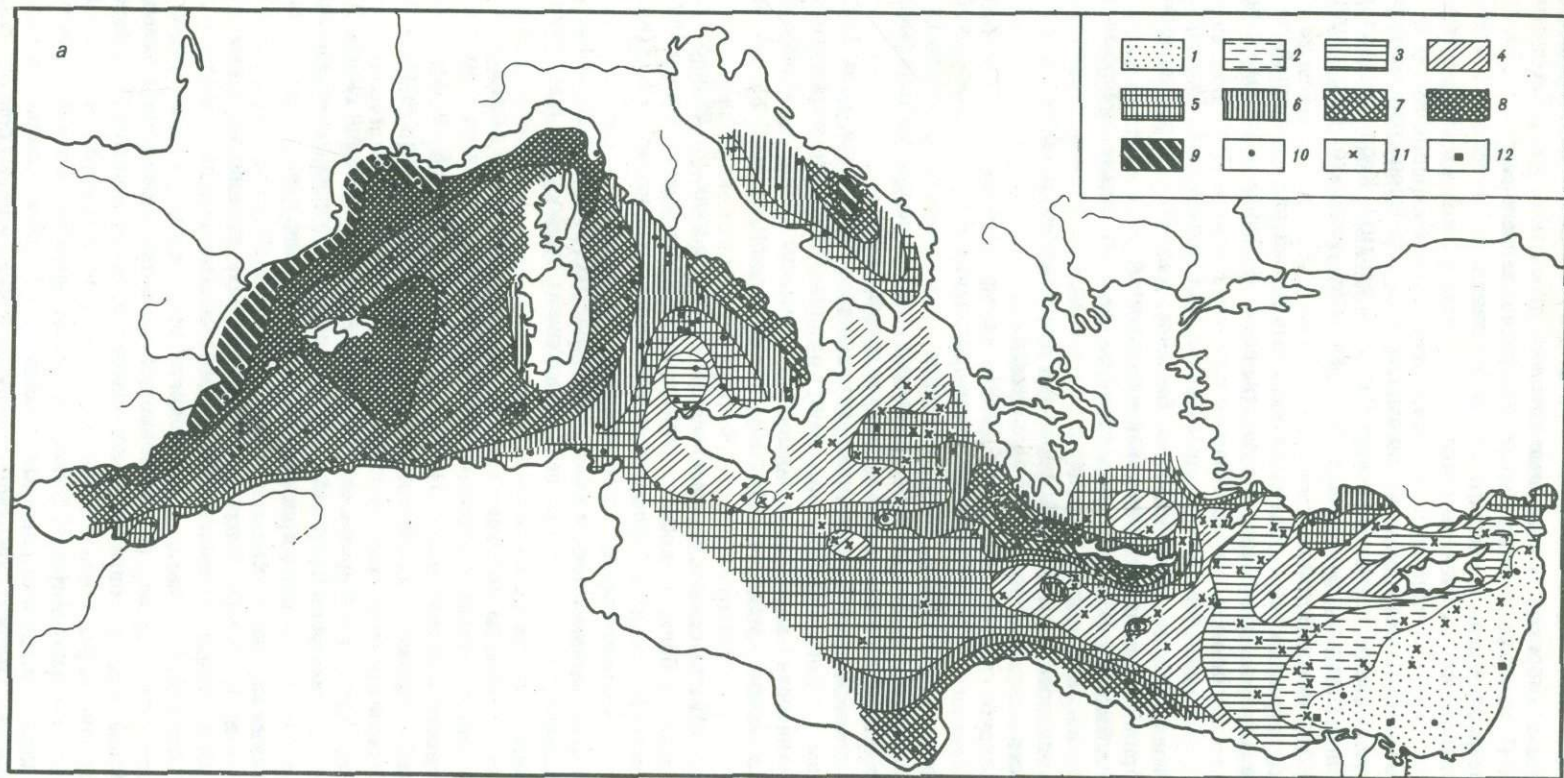
На Африкано-Сицилийском пороге комплекс глинистых минералов сходен с югом Тирренского бассейна с той лишь разницей, что каолинит, гидрослюды и монтмориллонит здесь находятся почти в равных количествах.

В Адриатическом море на востоке развита гидрослюдястая, а на западе — гидрослюдясто-монтмориллонитовая провинция. Последняя распространена и на обширной западной, северо-западной части Центрального бассейна, с той лишь разницей, что здесь, кроме того, заметную роль играет каолинит и хлорит. На северо-востоке Центрального бассейна развита гидрослюдястая провинция.

Область между Критом и Киренаикой, охватывающая африканский склон, Центральное плато и среднюю часть Восточно-Средиземноморского вала, занята каолинит-монтмориллонит-гидрослюдястой провинцией. Основные минералы здесь представлены почти в равных количествах.

Весьма обширна монтмориллонитовая (смектитовая) провинция, занимающая почти половину Восточного бассейна и генетически связана с нильскими наносами.

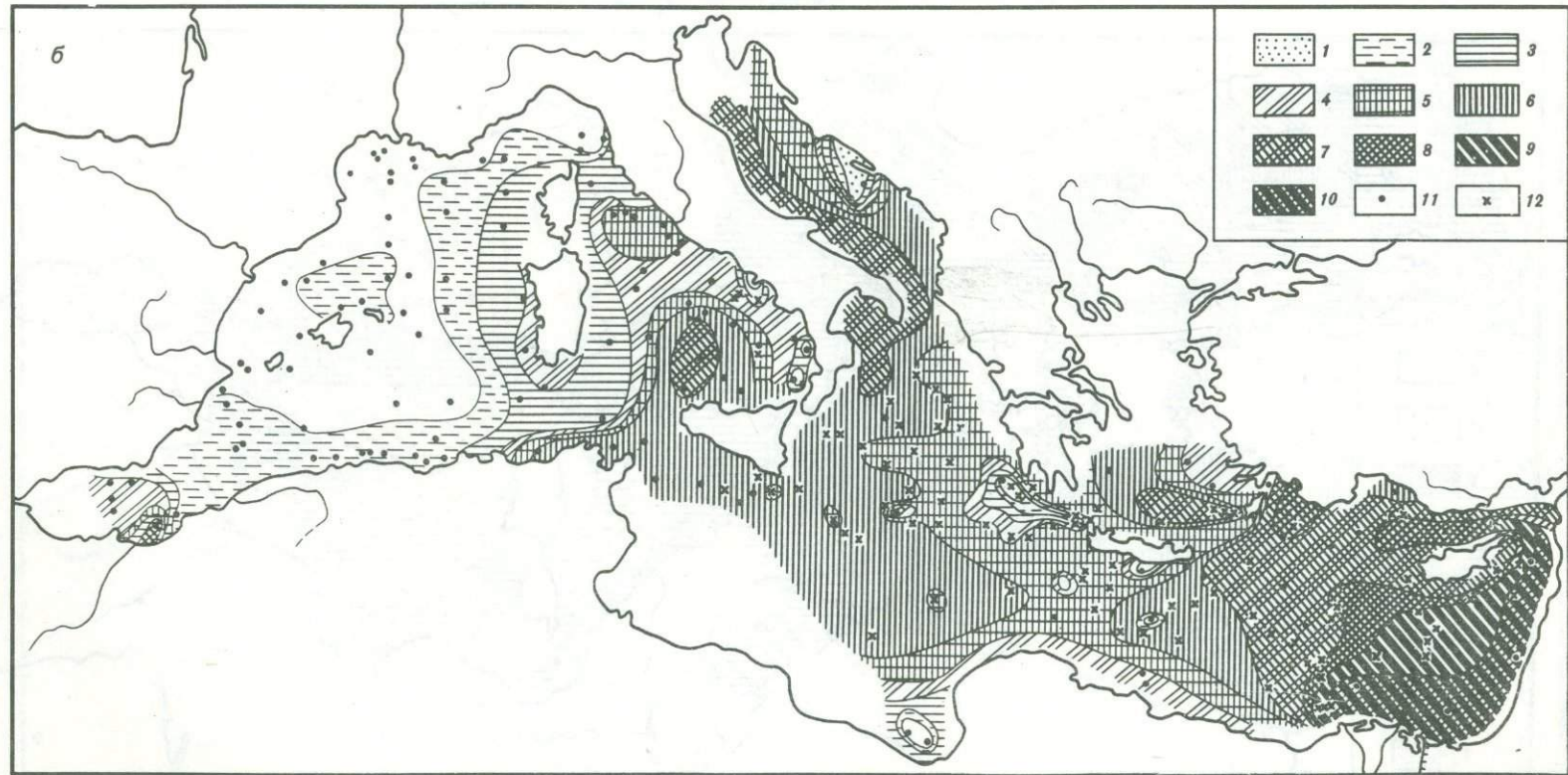
В Критской котловине развита гидрослюдясто-монтмориллонитовая провинция. Состав и площадное распространение провинций глинистых минералов показывает, что решающее значение в современном осадконакоплении Алжиро-Прованского бассейна играют наносы рек Роны и Эбро; Адриатического и Центрального — наносы р. По, а Восточного — наносы Нила. Другие источники терригенного материала существенную роль играют лишь в ограниченных районах. В поставке глинистых минералов находят отражение петрографические, орографические и климатические особенности водосборов.

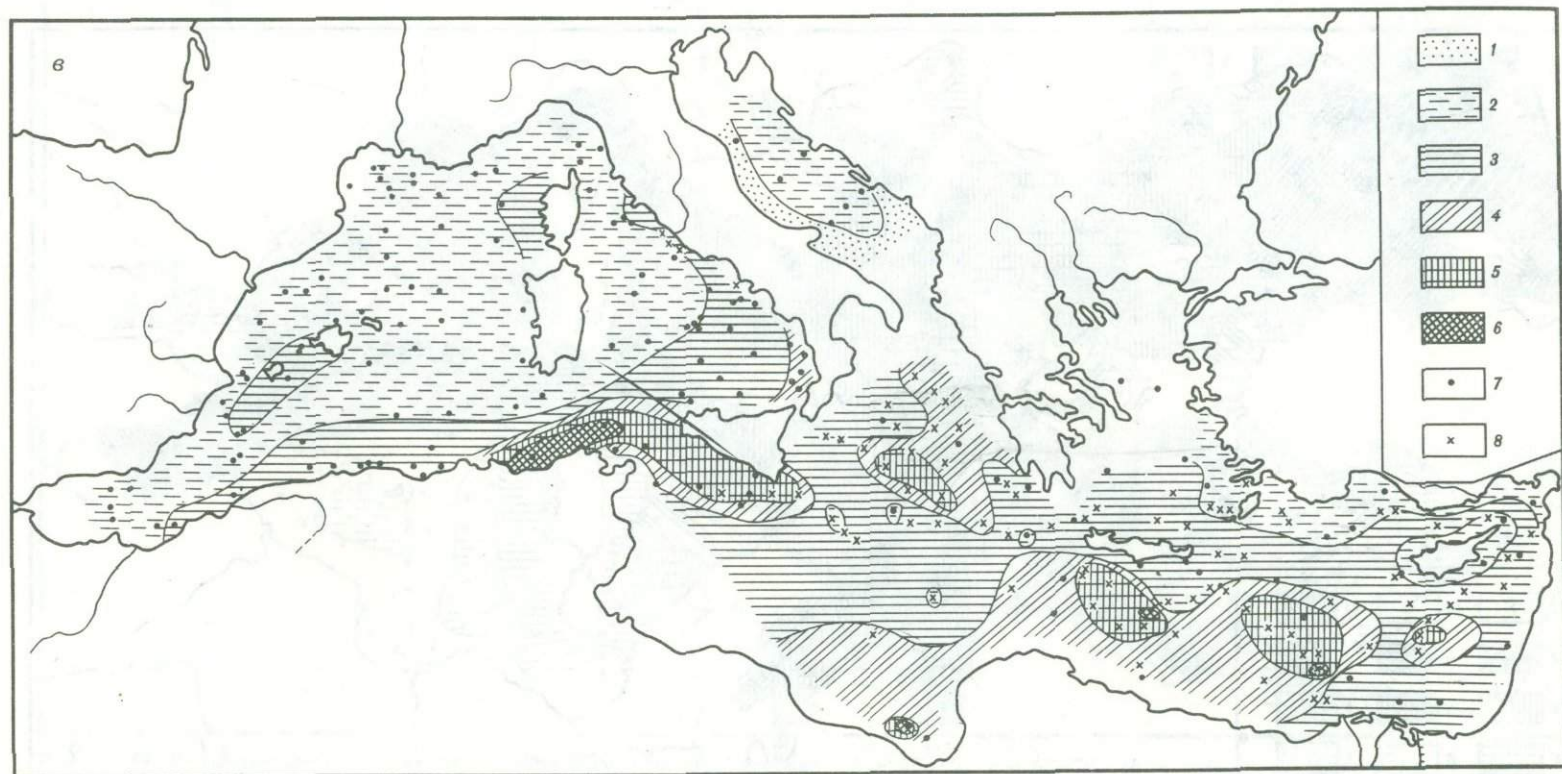


Р и с. 49. Распределение глинистых материалов в современных осадках (в % во фракции < 0,001 мм)

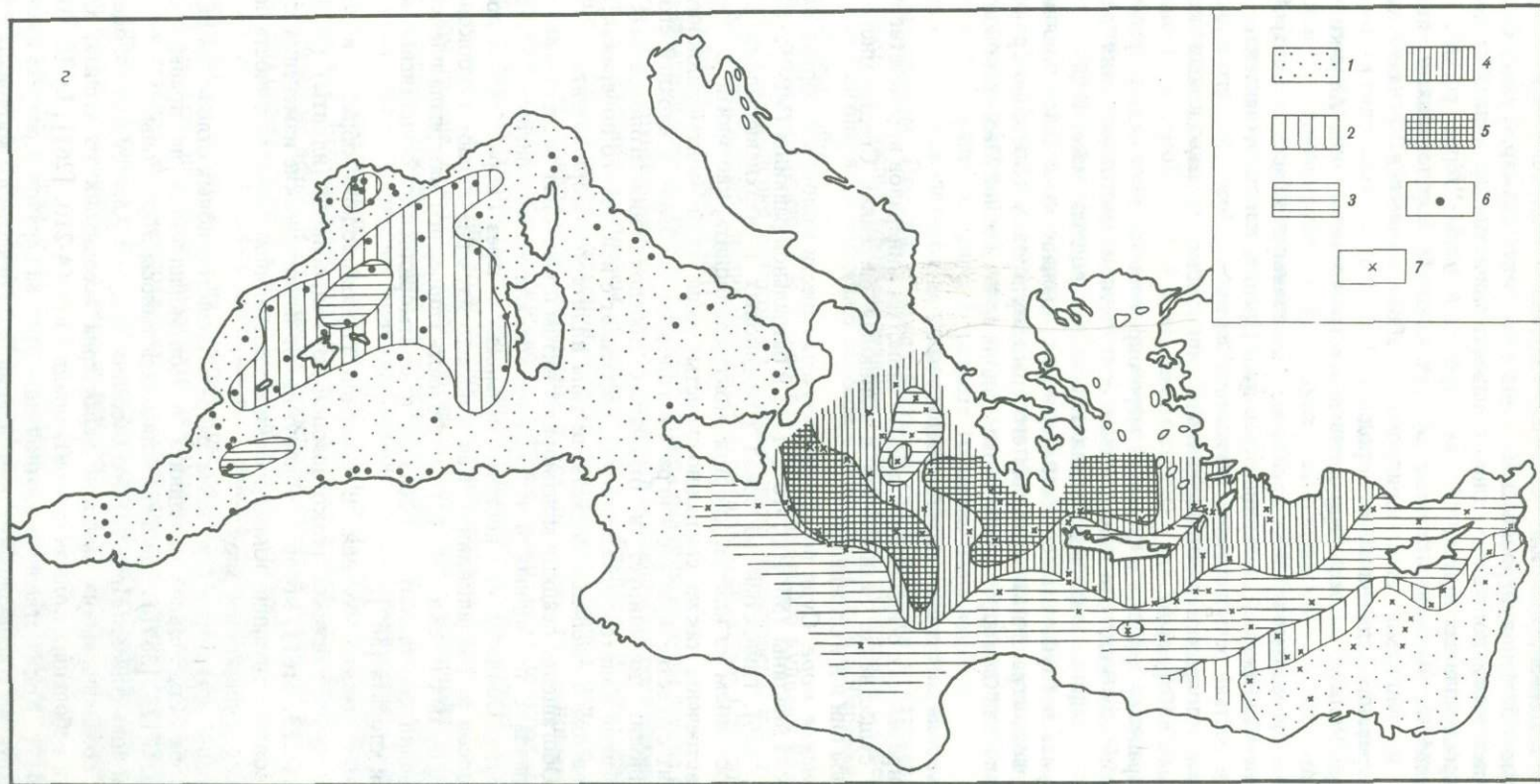
a — гидрослюды: 1 — < 10; 2 — 10–20; 3 — 20–30; 4 — 30–40; 5 — 40–50; 6 — 50–60; 7 — 60–70; 8 — 70–80; 9 — > 80; *б* — монтмориллонит: 1 — > 5; 2 — 5–10; 3 — 10–15; 4 — 15–20; 5 — 20–30; 6 — 30–40; 7 — 40–50;

8 — 50–60; 9 — 60–70; 10 — > 70; *в* — каолинит: 1 — < 10; 2 — 10–15; 3 — 15–20; 4 — 20–25; 5 — 25–30; 6 — 30–40 и более; 7 — советские, 8 — зарубежные исследования; 2 — хлорит: 1 — < 3; 2 — 3–5; 3 — 5–10; 4 — 10–12; 5 — > 12; 6 — советские, 7 — зарубежные исследования





Р и с. 49 (продолжение)



Р и с. 49 (окончание)

С горных водосборов умеренной гумидной зоны (Пиренеи, Альпы, Динариды), сложенных в основном осадочными и отчасти метаморфическими комплексами, смыывается материал, относительно обогащенный гидрослюдами. Умеренно увлажняемые области субтропической зоны (Марокко, Алжир, Тунис, Сардиния, Сицилия, Апеннины) поставляют значительные количества каолинита за счет размыва распространенных здесь кор выветривания типа "terra rossa". Районы Туниса, Сицилии, Апеннин, богатые вулканогенными образованиями, являются мощными источниками монтмориллонита, образовавшегося за счет химического выветривания вулканических пород.

Огромные количества монтмориллонита из тропической зоны Африки поставляются Нилом.

Распределение монтмориллонита, гидрослюды, каолинита в бассейне контролируется в основном динамикой поверхностных вод. Правда, каолинит заносится в море не только в составе речного стока, но и золотым путем. Поэтому в его площадном распределении появляются обособленные аномальные пятна, своими корнями не связанные с побережьем.

Распространение хлорита в большой мере определяется динамикой промежуточных и глубинных вод. Это обусловлено совпадением местоположения ряда его источников с районами формирования глубинных водных масс. В связи с переносом хлорита в глубинных слоях на его распределение оказывает влияние подводный рельеф, ограничивая дальнюю его транспортировку (Восточно-Средиземноморский вал) или благоприятствуя этому (вдоль по подводной Мессинской долине).

Глинистые минералы верхнечетвертичных осадков

Как и в современных осадках комплексы глинистых минералов верхнечетвертичных отложений существенно различаются в основных бассейнах Средиземного моря. Неоднородны они и в их пределах.

Альборанское море. Судя по данным изучения шести колонок с бортов Западно-Альборанской впадины (MP-106, -107, -111) и батимальной равнины (MP-95, -101, -68) [306, 148, 466] глинистый материал голоценовых и верхневюрмских осадков состоит в основном из иллита, хлорита, монтмориллонита, каолинита. В отдельных прослоях встречаются также смешанно-слоистые типа иллит-монтмориллонит. Каолинит, иллит существенную роль играет в голоцене, особенно в верхней его части. Монтмориллонит доминирует в отдельных прослоях нижнеголоценовых илов. Наносы, богатые иллитом и каолинитом, поступают с испанского побережья, а иллитом, каолинитом и смешанно-слоистыми типа иллита-монтмориллонита — с марокканского. Обогащение осадков монтмориллонитом происходит за счет смыва осадочного материала с подводных и надводных вулканических построек, в частности о-ва Альборан. Обильная его поставка возможна и через Гибралтарский пролив в составе наносов р. Гвадалquivира. Как показало изучение кернов глубоководного бурения, поднятых со скв. G-121, главную часть глинистого материала плейстоценовых отложений составляют гидрослюда и монтмориллонит, существенно меньше каолинита и хлорита [367].

Алжиро-Прованский бассейн. В северной глубоководной области в разрезах верхнечетвертичных осадков резко доминируют гидрослюда (иллиты) (JC-1-Мо-67 и др., [212, 213, 216]), которые обнаруживают периодические изменения кристалличности, соответствующие климатическим колебаниям. Кристалличность повышена в осадках ледниковых эпох.

Гидрослюда доминируют во всем разрезе плейстоценовых отложений Валенсийского желоба. Содержание каолинита и монтмориллонита не превышают 10% (скв. G-122, G-123, [367]). Здесь накапливались выносы Эбро, Роны.

В южной зоне Алжиро-Прованского бассейна, ближе к Алжиру для голоценовых, верхне- и средневюрмских осадков характерна ассоциация из иллита, хлорита, каолинита и небольших количеств монтмориллонита (A-210, [261], Ly-10, -10A, -9, -9A, -8A [417]). Количественные соотношения этих минералов в разрезе изменчивы и свидетельствуют о периодичном поступлении сюда осадочного материала с различных областей Алжирского водосбора.

Тирренский бассейн. Выделяется несколько провинций глинистых минералов

верхнечетвертичных отложений, соответствующих северной, восточной, южной, центральной областям этого бассейна [126].

В северной области, охватывающей кампанский континентальный склон, голоценовые, верхне- и средневюрмские осадки характеризуются обилием гидрослюд (60–80%). Монтмориллонит, каолинит, хлорит имеют подчиненное значение (Va-1776, -1777; -1778, -1780) (рис. 50,а, 51). Монтмориллонит здесь натриевый, а хлорит — магнезиальный. Сходная картина выявлена в одной колонке из этой области, изученной Л. Томадин [459].

В основном гидрослюдами (75–80%) и небольшим количеством хлорита, каолинита и монтмориллонита сложен весь разрез плейстоцена (скв. G-132, [367]).

Гидрослюды доминируют и в осадках неаполитанского склона (Va-1771-2) (рис. 50,а). В некоторых прослоях голоцена гидрослюды железистые, а монтмориллонит — натриево-кальциевый. На нескольких уровнях разреза обнаружены неупорядоченные смешанно-слоистые типа селадонит-хлорит.

На абиссальной равнине, примыкающей к кампанскому склону, комплекс глинистых минералов такой же, как и на самом склоне (рис. 50,а, Va-1773). В районе между подводной горой Вавилов и неаполитанским склоном выявлены резкие количественные изменения гидрослюд и особенно монтмориллонита. В некоторых прослоях содержания монтмориллонита снижаются до следов, а в других повышаются до 40%. Не везде здесь встречен хлорит. В прослоях голоценовых осадков, обогащенных вулканогенным материалом, заметные количества смешанно-слоистых, состоящих из различных пакетов; селадонит-хлорита, гидрослюды-монтмориллонита, монтмориллонита-хлорита. В разрезе голоцена отмечается чередование слоев с железистыми и нежелезистыми гидрослюдами, натриевым и натриево-кальциевым монтмориллонитом. Прослой с нежелезистыми гидрослюдами и натриевым монтмориллонитом, очевидно, сформировались за счет сноса материала с северо-запада, а остальные благодаря поступлению наносов с неаполитанского побережья, включая и вулканические районы.

В скв. G-373, пробуренной к юго-востоку от подводного вулкана Вавилов, где взята всего одна колонка осадков из средней части плейстоцена, почти в равных количествах представлены иллит, каолинит и смешанно-слоистые (смектит, иллит-смектит), немного хлорита [343].

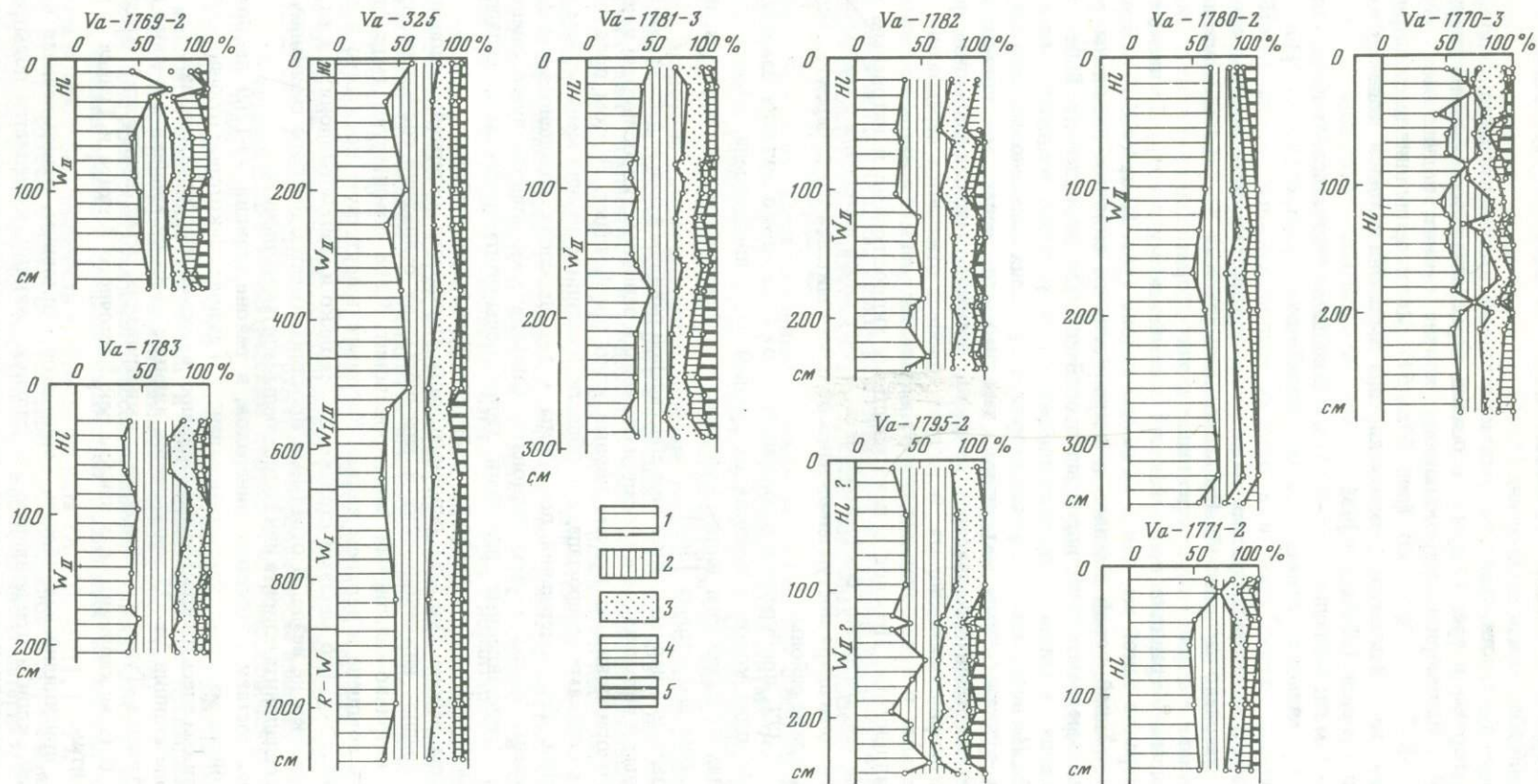
В юго-западной периферийной зоне абиссальной равнины в одном районе (Va-1769) голоценовые и верхневюрмские осадки сложены в основном гидрослюдами и натриевым монтмориллонитом, причем первые явно преобладают. В этом проявляется сходство с осадками северо-западной области. Каолинита обычно меньше, чем монтмориллонита. Его содержания повышены в тех прослоях голоценовых осадков, где встречены следы монтмориллонита. Спорадически присутствуют смешанно-слоистые, представленные пакетами гидрослюды-монтмориллонита, селадонита-хлорита. Последние встречены во всем слое плотных зеленых илов.

В другом районе (Va-325) основную часть глинистого материала голоценовых и верхне-, средне-, нижневюрмских и ресс-вюрмских отложений составляют гидрослюды и натриево-кальциевый монтмориллонит. Чаще доминируют гидрослюды, особенно в голоцене и верхнем вюрме. Каолинит присутствует постоянно в заметных количествах. Его местами столько же, сколько и монтмориллонита, а хлорита мало и встречен не везде. В отдельных прослоях имеется немного смешанно-слоистых типа селадонита-хлорита или гидрослюды-монтмориллонита.

Судя по составу глинистых минералов, в районе станции Va-1769 накоплялся почти такой же материал, как и на кампанском склоне. Некоторые отличия связаны с присутствием здесь продуктов выветривания вулканогенного материала.

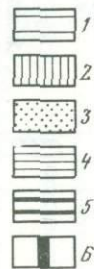
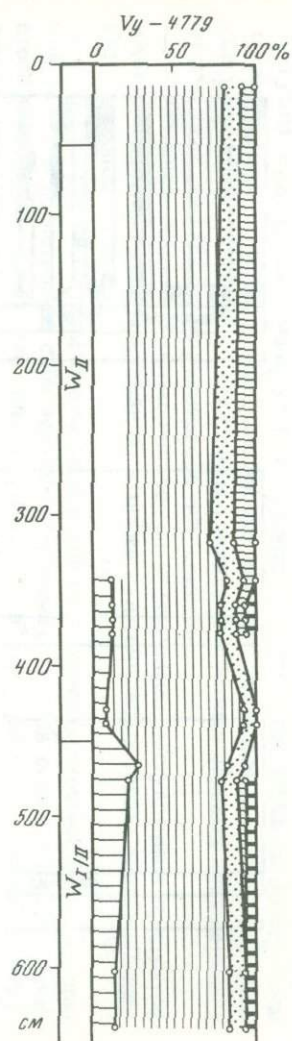
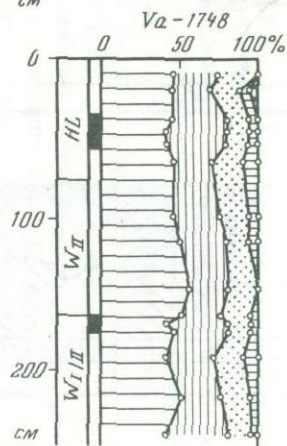
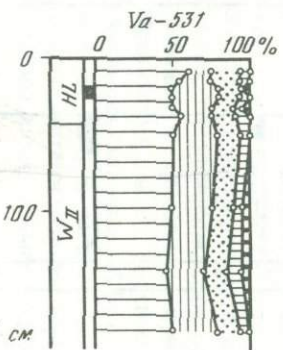
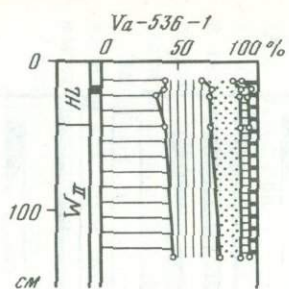
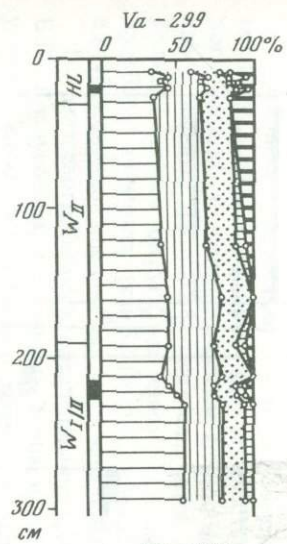
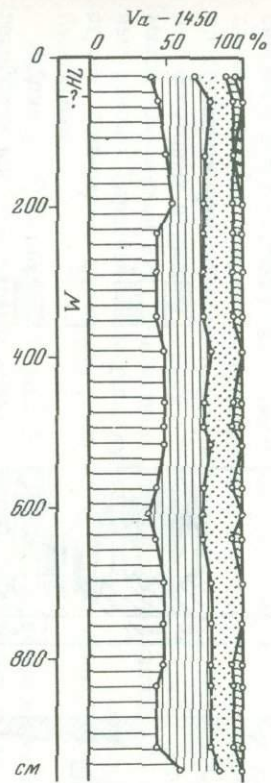
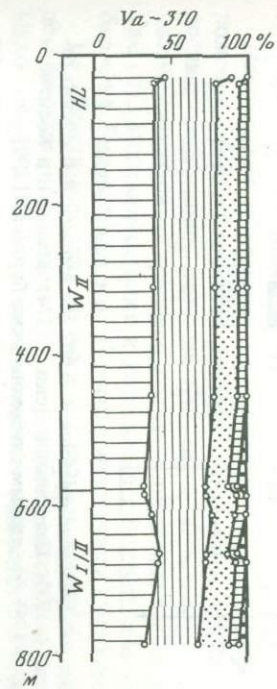
В районе станции Va-325 проявляется влияние сноса с Сардинии и южного водосбора (Алжира–Туниса). Продукты выветривания кристаллических массивов Сардинии богаты каолинитом, а наносы рек Восточного Алжира и Туниса — монтмориллонитом.

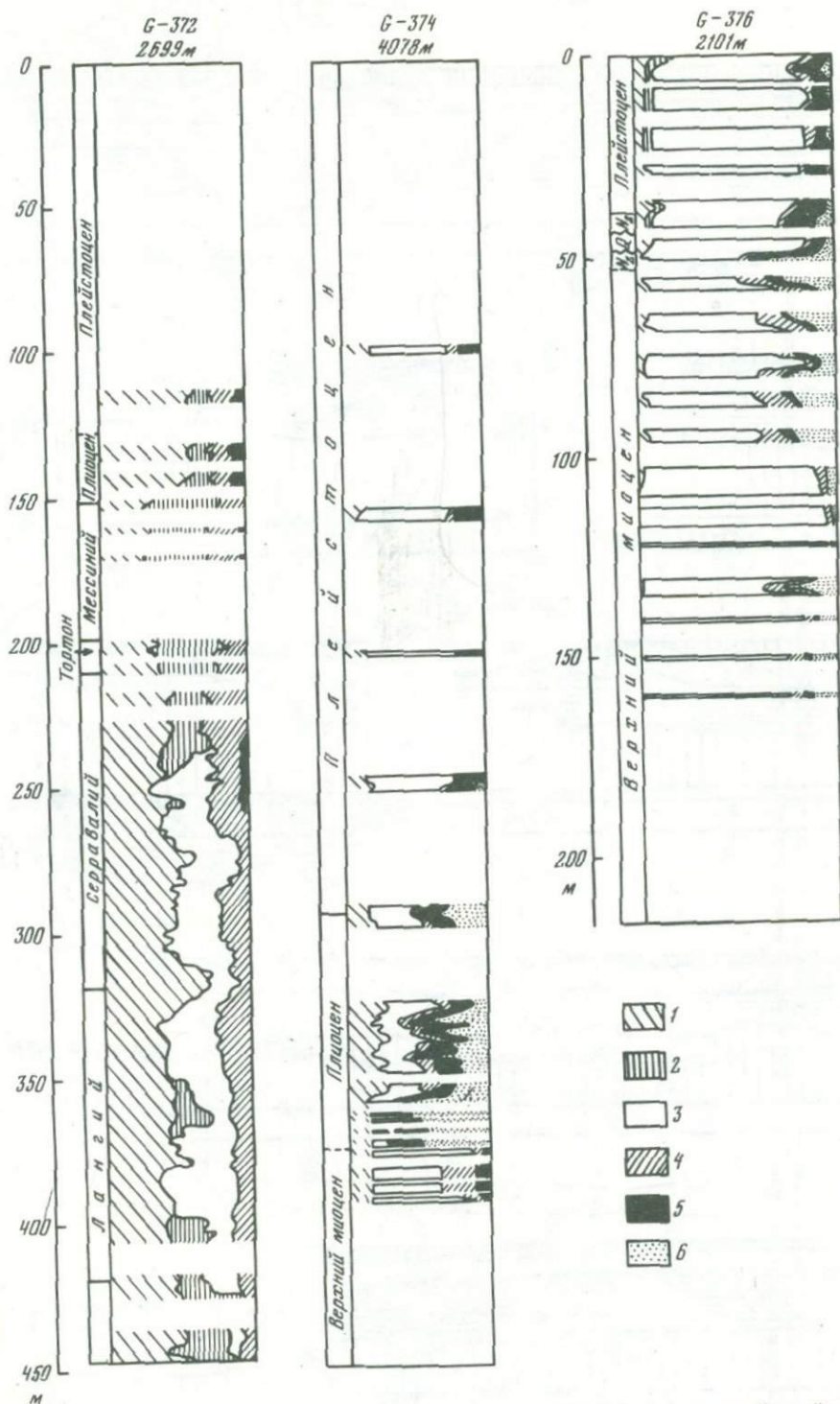
Южная, присцилийская область Тирренской котловины, охватывающая континентальный склон и прилегающую абиссальную равнину, выделяется повышенной ролью монтмориллонита в разрезах голоценовых и верхневюрмских осадков. Его почти столько же, сколько и гидрослюд (Va-1795, -1781-3, -1782, -1783, -1785, рис. 50,а). Лишь в верхнем вюрме отдельные прослой характеризуются резким



Р и с. 50. Распределение глинистых минералов в верхнечетвертичных осадках
 1 - гидрослюды, 2 - монтмориллонит, 3 - каолинит, 4 - хлорит,

5 - смешанно-слоистые, 6 - прослой сапропелевидных илов. Индексами дано стратиграфическое подразделение





Р и с. 51. Распределение глинистых минералов во фракции $< 0,002 \text{ мм}$ верхнекайнозойских отложений Алжиро-Прованской (скв. G-372), Центральной (скв. G-374) впадин и в Восточном бассейне (подняtie Флоренс) (скв. G-376) (по данным глубоководного бурения) [309]

1 - иллит, 2 - смешанно-слоистые, 3 - смектит, 4 - хлорит, 5 - каолинит, 6 - аттапулгит

преобладанием гидрослюд. Монтмориллонит здесь обычно натриевый (редко Na-Mg и Na-Ca), а гидрослюды чаще всего железистые. В заметных количествах постоянно присутствует каолинит, мало хлорита и встречен он не везде. Здесь распространены также смешанно-слоистые, представленные неупорядоченными пакетами то гидрослюды-монтмориллонита, то селадонита-хлорита. В плотных зеленых илах верхнего вюрма на ст. Va-1781-3 обнаружены оба типа пакетов.

Обогащение осадков монтмориллонитов обусловлено поступлением продуктов выветривания подводных вулканов, а также вулканогенных толщ Сицилии, Липарских островов и Туниса.

В юго-восточной области абиссальной равнины, по данным зарубежных исследований [459], в 10-метровом слое верхнечетвертичных осадков основную часть глинистого материала составляют иллит (40–55%) и Са-монтмориллонит (20–35%), причем иллита обычно заметно больше, особенно в верхнем двухметровом слое. Ориентировочно 10–20% приходится на долю каолинита и 10–15% — на долю хлорита. Отмечено существенное снижение кристалличности иллита и монтмориллонита в верхнем трехметровом, видимо, голоценовом, слое осадков и многочисленные, порой довольно резкие колебания коэффициента кристалличности в остальной части разреза, по всей вероятности относящейся к верхнему вюрму.

Завершая рассмотрение глинистых минералов Тирренского моря следует отметить, что, хотя подавляющая их часть в разрезах верхнечетвертичных осадков имеет терригенную природу, однако местами развиты характерные новообразования.

Аутигенные агрегаты железистого иллита, замещающие биотит, в колонке А-205 описаны Э. Нориным [374].

В районах, примыкающих к вулканическим островам, развита аутигенная монтмориллонитизация древней вулканоклаستيку базальтового или андезит-базальтового состава. С диагенетическим глинообразованием связано возникновение прослоев зеленых плотных мелких алевритов и алеврито-пелитовых илов, сложенных большей частью округлыми ярко зелеными зернами (стяжениями) глауконитоподобного минерала (рис. 52 (вкл.), табл. 15). Эти прослои широко распространены в глубоководной впадине на северо-западном, восточном, южном ее бортах.

По рентгенографическим исследованиям, любезно выполненным по нашей просьбе Б.П. Градусовым, отмеченные зерна имеют смешанно-слоистую структуру с неупорядоченным чередованием пакетов железистой слюды типа селадонита с пакетами монтмориллонита. Этот глауконитоподобный минерал возник по тонкодисперсному сильногидратированному вулканогенному монтмориллониту. Связь зеленых прослоев с вулканогенным материалом подчеркивается тем, что они, как правило, подстилаются прослоями чистой свежей пироклаستيку. Видимо, в процессе извержений некоторых вулканов наряду с пирокластикой, в бассейн попадали и огромные массы измененной вулканоклаستيку, слагающей вулканические аппараты. В отдельные районы Тирренской впадины вулканогенный монтмориллонит поступал с построек подводных вулканов, сложенных в основном, базальтами и андезито-базальтами.

Африкано-Сицилийский порог. Голоценовые и верхневюрмские осадки Пантеллерийской впадины характеризуются явным преобладанием монтмориллонита над иллитом, каолинитом и другими минералами [390].

Центральная котловина. Голоценовые, верхне- и средневюрмские илистые отложения северной области состоят в основном из Na—Са монтмориллонита и гидрослюд, содержания которых близкие и испытывают некоторые колебания. В отдельных горизонтах среднего вюрма гидрослюды несколько преобладают (рис. 50, б, Va-310). Монтмориллонит и гидрослюды поступали в основном с Адриатического бассейна. Гидрослюды, кроме того, выносились и с Южных Апеннин.

На абиссальной равнине во всем разрезе верхнечетвертичных осадков отчетливо доминируют гидрослюды. Монтмориллонит составляет 20–35, а каолинит около 20%. Мало хлорита. На нескольких уровнях наблюдаются зеркальные колебания гидрослюд и монтмориллонита. Максимум гидрослюд приурочен к верхнему вюрму (рис. 50, б, ст. Va-1450). Основным источником гидрослюд здесь является водосбор Сицилии. Монтмориллонит, как и на современном этапе, очевидно, поступал из Адриатического бассейна. Как показали результаты изучения кернов глубоководного бурения (скв. G-374, [343]), в средне- и нижнеплейстоценовых отложениях

Таблица 15

Химический состав верхнечетвертичных зеленых уплотненных селадонитовых илов (алевроито-пелитовых и мелкоалевроитовых (м/а) из Тирренской впадины, %)

Станция	Горизонт, см	Возраст осадков	CaCO ₃	C _{орг}	Fe	Mn	Ti	P
Va-1768	155–160	W _{II} ?	26,29	0,17	3,7	0,12	0,38	—
Va-1769	133–145	W _{II} ?	15,78	0,14	3,7	0,56	0,35	—
	156–163		11,46	0,11	2,9	0,15	0,33	—
	172–175		8,37	0,24	3,1	0,14	0,30	—
Va-1780	207–212	W _{I/II} ?	16,51	0,12	—	—	—	—
	207–233		16,50	0,12	3,92	0,12	0,37	—
Va-1781-3	75–88	W _{II}	30,66	0,42	—	—	—	0,056
	161–165		25,22	0,24	—	—	—	—
	223–229		21,01	0,20	—	—	—	0,066
	227–233		17,35	0,15	3,5	0,11	—	—
	233–245		12,19	—	3,8	0,10	—	—
Va-1773	91,5–100	H _I ?	18,19	0,12	—	—	—	0,058
	108–122	W _{II} ?	17,81	0,18	—	—	—	0,058
	132–144 (м/а)	—	23,38	0,28	—	—	—	—
Va-1775	44–54	H _I	36,21	0,40	2,90	0,05	0,30	—
	60–65	—	30,98	0,26	3,8	0,30	0,24	—
	70–80	—	37,37	0,32	2,85	0,062	0,32	—
	286–292	W _{II} ?	12,84	0,12	4,60	0,12	—	—

Центральной впадины явно доминирует монтмориллонит (сметкиты) (50–65%). Резко снижены содержания гидрослюд (иллита) (10–20%). Примерно столько же каолинита. До 10% составляют хлорит, а также смешаннослоистые. В отдельных прослоях нижнеплейстоценовых отложений встречен аттапульгит. Его содержания резко повышены (до 30%) в подошве плейстоцена (рис. 51).

Таким образом, в отличие от современного и позднечетвертичного этапа в среднем и раннем плейстоцене питание Центрального бассейна продуктами выветривания вулканогенных толщ было более интенсивным. Причина, возможно, коренится в мощной поставке материала с Тирренского и Адриатического бассейнов, куда смывались продукты разрушения апеннинских вулканов. Наибольшая активность римской группы вулканов приходится именно на ранний и средний плейстоцен. Не исключена также более интенсивная поставка монтмориллонита с Африкано-Сицилийского порога, поскольку в этот период здесь имел место активный вулканизм, приведший к образованию вулканических островов Пантеллерии и Линоза, а также ряда подводных вулканов, ныне почти полностью абрадированных.

Восточный бассейн. В западной области Восточно-Средиземноморского вала (Va-299), на Центральном плато (Va-1748) и африканском склоне у Киренаики (Va-531) и в средней части вала (Va-536-1) доминирующими глинистыми минералами голоценовых, средне- и верхневюрмских осадков являются гидрослюды и Na-Ca монтмориллонит. Существенно меньше (15–20%) каолинита и мало (чаще 5% и менее) хлорита (рис. 50, б, Va-299, -1748, -531, -536-1). Ближе к Эллинскому желобу (Va-299 и Va-536-1) почти постоянно присутствуют смешаннослоистые, представленные селадонит-хлоритовым или гидрослюдисто-монтмориллонитовым пакетами. В некоторых прослоях верхнеголоценовых и верхневюрмских осадков встречены оба типа пакетов.

Прослои нижнеголоценовых и средневюрмских сапропелевидных илов, образовавшиеся в периоды теплого влажного климата, почти не выделяются по составу глинистых минералов. Лишь на Центральном плато (Va-1748) отмечено заметное возрастание содержания монтмориллонита с одновременным снижением количеств каолинита и гидрослюд.

В западной области Восточно-Средиземноморского вала глинистые минералы сравнительно детально изучены во всем разрезе плейстоцена по материалам глубоководного бурения (скв. G-125, [367, 217]). Главными здесь являются в убывающем порядке иллит, монтмориллонит, каолинит. В небольших количествах встречен

хлорит и смешаннослоистые. Почти непрерывно в разрезе распространен аттапульгит, содержания которого возрастают в нижнем плейстоцене. Прослой сапропелевидных илов, залегающие на разных уровнях стратиграфического разреза по составу глинистых минералов почти не отличаются от окружающих отложений. В некоторых из них несколько больше иллита, хлорита и редко — смешаннослоистых минералов и монтмориллонита. Отмечено различное по степени разрушение монтмориллонита, иллита, аттапульгита в этих прослоях в процессе диагенеза осадков [217].

В Эллинском желобе в разрезах верхнечетвертичных осадков доминируют иллит и монтмориллонит [390, 212, 214, 215]. Отдельные прослой характеризуются заметными количествами аттапульгита, поступившего сюда с кор выветривания засушливых областей [390]. Иллит и монтмориллонит являются основными глинистыми минералами всего разреза плейстоцена (скв. G-127 и G-128, [367]).

Прослой сапропелевидных илов, встреченные в верхнечетвертичных осадках глубоководной впадины южнее м. Матапан, почти лишены монтмориллонита и смешаннослоистых. Здесь преобладают иллит и хлорит. Довольно много каолинита [214].

В Левантийской впадине в верхнеголоценовых осадках доминируют гидрослюды и каолинит, для верхнего вюрма характерно полное преобладание натриевого монтмориллонита, содержания которого достигают до 90%. Здесь очень мало гидрослюд. В средневюрмских осадках, хотя и доминирует монтмориллонит, однако гидрослюд больше, чем в верхнем вюрме (рис. 50, б, Vy-4779).

В нижней части нильского континентального склона и на северном борту Левантийской впадины илистые отложения всего плейстоцена большей частью сложены монтмориллонитом и смешаннослоистыми минералами. Второстепенную роль играют каолинит, гидрослюды и хлорит (скв. G-129, G-130, [367]).

К западу от Кипра на поднятии Флоренс, где вскрыт и опробован весь разрез плейстоцена (скв. G-376), подавляющая часть глинистого материала представлена смектитом, содержания которого составляют 70–80%. В заметных количествах (10–15%) встречен каолинит. Весьма мало иллита, хлорита и смешаннослоистых. Постоянно в малых количествах присутствует аттапульгит, содержания которого возрастают в подошве плейстоцена [343].

Из приведенных данных следует, что накопление тонкодисперсного материала в Левантийской впадине, Принильской области и на востоке Средиземноморского вала в течение всего четвертичного времени контролировалось поступлением нильских наносов. Характерно их более активное, чем сейчас, накопление в среднем и раннем плейстоцене на поднятии Флоренс.

В средне- и нижнеплейстоценовых отложениях Критской впадины, судя по данным глубоководного бурения в скв. G-378 [343], доминирует иллит (40–50%). В близких количествах встречены смектиты, хлорит, каолинит, содержания каждого из которых составляют около 20%. Комплекс глинистых материалов плейстоценовых отложений здесь заметно отличается от современных осадков, где преобладает монтмориллонит, составляя 40–50%, в то время как гидрослюды не превышают 45%. Видимо, Южно-Эгейская вулканическая островная дуга окончательно сформировалась и начала активно абрадироваться и эродироваться лишь в позднем плейстоцене. Этот процесс продолжается и по настоящее время, способствуя накоплению монтмориллонита (смектита) в донных отложениях Критской котловины.

Рассмотрение состава и распределения глинистых минералов в верхнечетвертичных осадках и плейстоценовом разрезе в целом позволяет сделать следующие заключения.

1. Четвертичные отложения характеризуются в основном тем же набором глинистых минералов, как и современные отложения. Подавляющая их часть имеет детритное происхождение. Аутигенное глинообразование в количественном отношении играет резко подчиненную роль и отмечено в ряде районов Тирренской котловины. В процессе диагенеза образуются небольшие количества железистого иллита, вулканогенный монтмориллонит и смешаннослоистые глауконитоподобные минералы селадонитового типа с пакетами монтмориллонита. Последним почти целиком сложены прослой плотных зеленых мелкоалевритовых и алевритово-пелитовых илов, широко распространенные в глубоководной области Тирренской котловины.

2. Выделяется ряд провинций глинистых минералов верхнечетвертичных осадков,

охватывающих обширные площади основных бассейнов и приуроченных к определенным частям водосбора. Гидрослюдистая на севере и хлорит-каолинит-гидрослюдистая на юге Алжиро-Прованского бассейна; гидрослюдистая на севере и гидрослюдисто-монтмориллонитовая на юге, каолинит-гидрослюдисто-монтмориллонитовая на юго-востоке Тирренской котловины, монтмориллонитовая в Пантеллерийской впадине Африкано-Сицилийского порога; монтмориллонит-гидрослюдистая, гидрослюдисто-монтмориллонитовая и гидрослюдистая провинции в Центральном бассейне.

В Центральной и приафриканской областях Восточного бассейна распространены каолинит-монтмориллонит-гидрослюдистая, а в Эллинском желобе — аттапульгит-монтмориллонит-гидрослюдистая провинции. В самой восточной и юго-восточной (Принильская область) части развита огромная монтмориллонитовая (смектитовая) провинция. Однако в разрезах отложений к северу от аванделты Нила, включая Левантийскую впадину, в отдельных частях разреза монтмориллонит не является доминирующим минералом. В них встречены каолинит-гидрослюдистый или гидрослюдисто-монтмориллонитовый комплексы.

3. Появление отмеченных региональных провинций глинистых минералов теснейшим образом связано с петрографическими особенностями водосборов и своеобразием процессов выветривания на них. Как видно, с горноскладчатых областей, сложенных большей частью терригенными осадочными и отчасти метаморфическими комплексами пород (Пиренеи, Альпы, Динариды) в ледниковые и межледниковые эпохи в бассейн поступал богатый гидрослюдами материал. Правда, в теплые периоды в связи с усилением химического выветривания гидрослюды подвергались частичному разрушению, о чем свидетельствует ухудшение их кристалличности.

Горные водосборы, в пределах которых наряду с карбонатными комплексами широко развитие получили вулканогенные образования среднего и основного состава (Марокко, Алжир, Тунис, Сицилия, Апеннины, Липарский, Южно-Эгейский архипелаги). Усиление химического выветривания в теплые эпохи способствовало образованию монтмориллонитовых кор выветривания в вулканических областях и каолинитовых на известняковых массивах. В связи с этим резко усиливался вынос этих минералов в морской бассейн и возрастание содержания монтмориллонита и каолинита в голоценовых и средневюрмских осадках отдельных районов Тирренского, Алжиро-Прованского, Центрального бассейнов, питание которых связано с указанными водосборами.

В засушливые периоды на африканском побережье в многочисленных солончаках происходило накопление палыгорскитов, которые ветрами поставлялись в разные области бассейна. Они часто встречаются в разрезах осадков обычно в качестве небольшой примеси. Следует особо подчеркнуть определенный космополитизм в поведении каолинита. Хотя его образование происходит в условиях теплого влажного климата (он является важной составной частью почв "terra rossa"), однако в разрезах верхнечетвертичных осадков не обнаруживает тяготения к горизонтам, сформировавшимся в теплые влажные периоды позднечетвертичной истории. Причина коренится в двояком способе его переноса в бассейн: в составе речного стока и в составе золых наносов, образовавшихся в теплые, влажные периоды климата. Почвы "terra rossa" в горных районах африканского побережья затем подвергались дефляции как в теплые, так и холодные засушливые периоды. Таким путем накапливались значительные количества каолинита и монтмориллонита в разрезе верхнего вюрма, а также в слоях голоцена и среднего вюрма, образовавшихся в условиях засушливого климата.

Наблюдается отчетливое отсутствие корреляции с климатическими изменениями на водосборе в накоплении монтмориллонита в Принильской области. Местами монтмориллонит резко доминирует во всем разрезе плейстоцена, а местами (Левантийская впадина) его больше всего в частях разрезов, накопившихся в ледниковые эпохи. Эта особенность находит свое объяснение в том, что на протяжении плейстоцена и голоцена верховья Нила, находящиеся в тропической зоне, интенсивно эродировали вулканические массивы, поставляющие монтмориллонит. Другого мощного источника глинистых минералов здесь не было. В силу того, что климат в этой зоне все время оставался теплым, а периодически резко влажным, все это время протекало химическое выветривание. Таким образом, несмотря на климатические изменения на побережье Средиземноморья, Нил все время поставлял монтмориллонит. Резкое

сокращение его содержаний в межледниковых ярусах и голоцене в некоторых районах Принильской области объясняется изменениями путей переноса нильских наносов в бассейне в связи с колебаниями уровня моря. При низком уровне в ледниковые эпохи они интенсивно накапливались к северо-западу, северу и северо-востоку от авандельты, а при положении уровня, близком к современному, — это было характерно для межледниковий — в основном — к северо-востоку.

Обращает внимание гетерогенность состава глинистого материала в прослоях сапропелевидных илов. Совершенно ясно проглядываются петрографические особенности близлежащих водосборов. В Эллинской зоне впадин доминируют гидрослюды с существенно ухудшенной кристалличностью. На Центральном плато развита гидрослюдисто-монтмориллонитовая ассоциация с почти равнозначным участием обоих минералов. На африканском склоне и Восточно-Средиземноморском валу обнаружен монтмориллонит-гидрослюдистый комплекс. Состав глинистого вещества сапропелевидных илов близок к окружающим осадкам и отличается незначительно либо некоторым повышением содержаний монтмориллонита или каолинита с ухудшением их кристалличности, либо только ухудшением кристалличности иллита, монтмориллонита, каолинита. Зарубежные исследователи [214] эти изменения связывают с диагнезом осадков под воздействием органического вещества. На наш взгляд, они кроме того, предопределены и более глубоким химическим выветриванием осадочного материала на водосборе в периоды теплого влажного климата, когда эти прослои формировались. Своеобразие изменений обусловлено петрографическими особенностями водосборов, поставляющих материал в те или иные области бассейна.

НАКОПЛЕНИЕ ВУЛКАНОГЕННОГО МАТЕРИАЛА

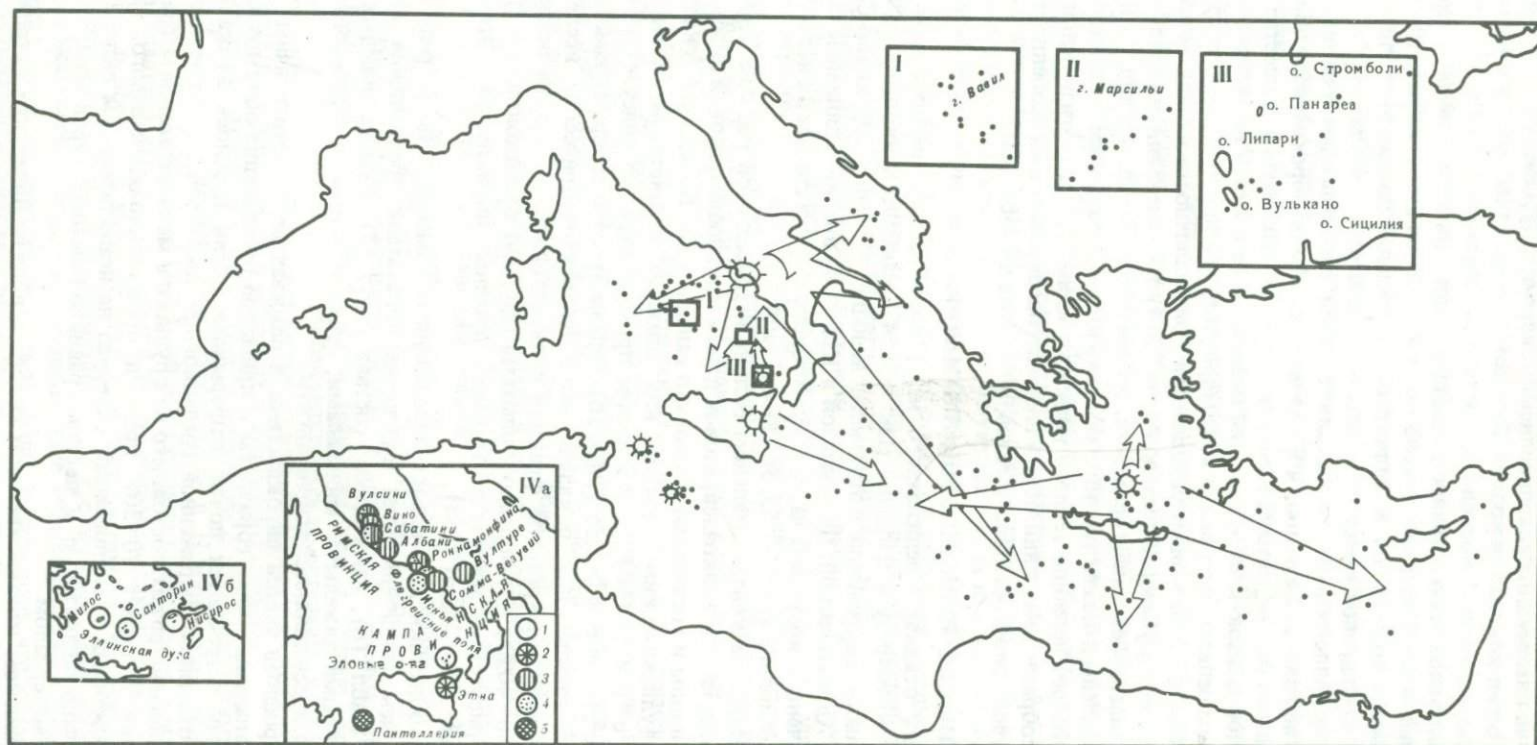
В четвертичных осадках Средиземного моря пирокластика распределена крайне неравномерно по разрезу и площади (рис. 53, 54). Наиболее обогащены отложения восточной области Тирренской котловины. Меньше — осадки Африкано-Сицилийского порога, Адриатической, Центральной и Критской впадин. Единичные пепловые прослои встречены в восточной части Средиземного моря, и совсем их нет в Алжиро-Прованской котловине (рис. 54, 55, 56 (вкл.), табл. 16).

На неаполитанском континентальном склоне и абиссальной равнине Тирренской впадины прослой чистой мелкоалевритовой и реже крупноалевритовой пирокластики обычно маломощны и составляют несколько сантиметров. Большинство их сложены в основном вулканическим стеклом, как правило, бесцветным, пузыристым и волокнистым с $n = 1,515-1,55$. В качестве примеси нередко присутствуют желто- и темно-бурые стекла с $n > 1,56$ (табл. 16). Редкие прослои содержат заметную примесь зеленого стекла. Как показали наши дифрактометрические исследования немалая часть мелкоалевритовой фракции вулканогенного материала представлена кварцем (до 30–40%), K — полевыми шпатами (до 10%) и плагиоклазами (до 10%). Характерно присутствие лейцита в отдельных прослоях пирокластики, что впервые было подмечено Э. Нориным [374].

Состав пирокластики испытывает определенные изменения по разрезу и в пространстве, о чем свидетельствует изменение показателя преломления стекол от слоя к слою (табл. 16), химического состава (табл. 17), а также тяжелых минералов. Характерными тяжелыми минералами, судя по нашим и зарубежным [374] определениям, здесь являются эгирин-авгиты.

Помимо прослоев чистой пирокластики в разрезах верхнечетвертичных осадков Тирренской впадины часты горизонты с примесью органогенно-обломочного материала. Местами встречаются почти непрерывные серии прослоев вулканогенного материала с отчетливо выраженной градационной текстурой, где отмечено неоднократное чередование ритма, состоящего из крупного и мелкого алеврита (рис. 55, а). Эти отложения содержат 10–30% примеси органогенно-обломочного материала. Этот переотложенный вулканогенный материал на неаполитанском склоне получил развитие: песчано-алевритовые и песчано-гравийно-галечные турбидиты, сложенные туффитовым материалом.

На калабрийском континентальном склоне и вблизи Липарских островов пирокластика другого вещественного состава. Здесь доминируют буроватые массивные и пузыристые стекла с $n = 1,54$. Правда, отдельные прослои сложены бесцветными пузыристо-волокнистыми стеклами (табл. 15, Va-317).



Р и с. 53. Местоположение колонок осадков с прослоями пирокластике (советские и зарубежные данные)

Номера станций на рис. 1

Врезки I, II, III – районы детальных работ. Врезки IVa и IVб – распро-

странение наземных вулканов, действовавших в основном в плейстоцене и отчасти голоцене. Стрелками показаны основные направления переноса пирокластике. Лавы: 1 – кальциево-щелочные, 2 – щелочно-базальтовые, 3 – лейцитовые, 4 – К-трахитовые, 5 – ультращелочные [315]

В подводном каньоне Стромболи большое развитие получили туффитовые турбидиты [285]. На одном участке северо-восточного борта мощные серии таких турбидитов установлены нашими исследованиями во всем четвертичном разрезе [64].

Как показало детальное изучение прослоев мелко- и крупноалевритовой пирокластики из низов плейстоцена, она состоит в основном из бесцветного и бурого пузыристого (волоконисто-пузыристого) стекла с $n = 1,53-1,545$ (табл. 16, Va-1957). Иного состава пирокластика в юго-восточной части Тирренской впадины обнаружена на склоне подводной горы Марсили.

В отложениях позднего плейстоцена (голоцена?) вскрыто несколько прослоев свежей оливиново-базальтовой тефры (M-103) [314], накопление которой связывается с извержениями вулкана Марсили. Обнаружен также прослой тефры, состоящей из бесцветной пемзы и риолитового вулканического стекла, образование которой обусловлено извержением вулкана Липари в VI в. н. э. [314].

Пирокластика в Тирренской впадине распределяется явно ассиметрично, тяготея к восточной и юго-восточной ее областям. В западной и северо-западной частях ее роль резко снижается вплоть до полного исчезновения. Она довольно неравномерно распределяется в стратиграфическом разрезе (рис. 55 а), причём все изученные стратиграфические горизонты наиболее обогащены пирокластикой на неаполитанском склоне и у его подножия.

Возрастание числа прослоев пирокластики на определенных стратиграфических уровнях связано с несколькими циклами эруптивной активности кампанской группы вулканов, имевшей место в позднем плейстоцене и голоцене (см. главу II, раздел о вулканизме). В частности, прослой с бледно-коричневыми стеклами ($n = 1,52$), встречаемые в верхневюрмских осадках, видимо, являются аналогами неаполитанского желтого туфа, образовавшегося во время II цикла активности Флегрейских вулканов [374]. Прослой, обогащенный зеленым стеклом, вероятно всего, генетически связаны с деятельностью вулкана Эпомео (о-в Искья), извергавшего трахитовый материал зелено-серого цвета.

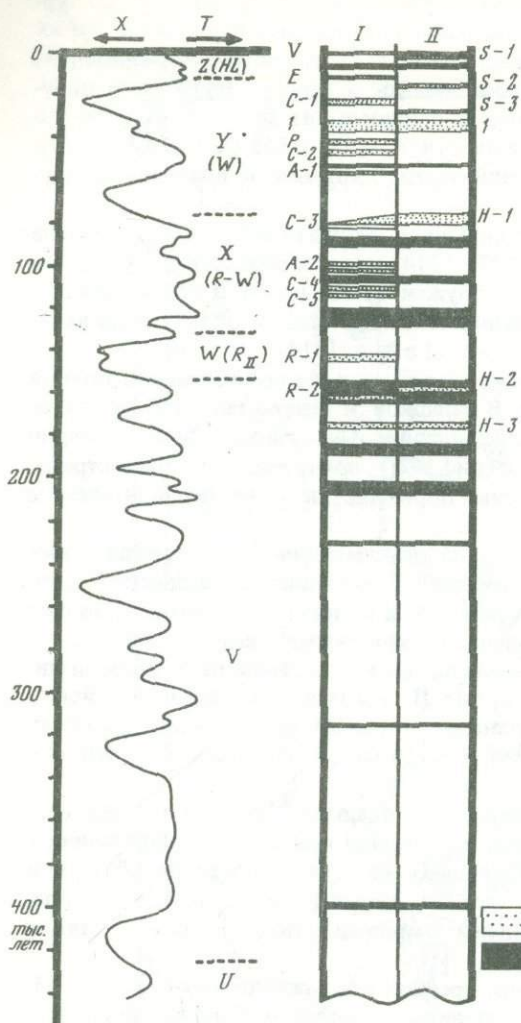
Пирокластика, встречаемая в средневюрмских осадках (рис. 55 б), на наш взгляд, образовалась во время первого цикла эруптивной деятельности Флегрейских вулканов (26-40 тыс. лет н. э.) [315]. В процессе их деятельности на обширной площади Западно-Апеннинского побережья отложился слой серого трахитового туфа, названного кампанским. В этих туфах найдены эгирин-авгиты и бесцветные стекла с $n = 1,52$.

Имеются точно датированные циклы более древних извержений как кампанской, так и римской групп вулканов [266, 139], однако значение этой деятельности для осадконакопления Тирренской впадины остается невыясненным, поскольку пока не пройдены соответствующие части разрезов глубоководных осадков. Скв. 132 не дает ясного представления об этом, поскольку она пробурена в районе, куда пирокластика попадала крайне редко.

Существенную роль в осадконакоплении юго-восточной части Тирренской впадины играла Липарская группа вулканов, деятельность которых восходит к раннему плейстоцену [146]. Во время древних извержений они поставляли разнообразный вулканический материал, — от высокоалюминиевых базальтов до дацитов, а в позднем плейстоцене и голоцене — богатые К андезиты, шошониты (трахибазальты, латиты, трахиты, риолиты) и лейцитотефриты. Некоторые шошониты и лейцитотефриты обогащены Р. Повышенные содержания Р нами отмечены в ряде прослоев вулканогенных алевритов на Va-317 (табл. 17).

В области Африкано-Сицилийского региона, где сосредоточена большая группа надводных и подводных вулканов, пирокластика распределена крайне неравномерно по площади и в разрезе осадков (рис. 55). По материалам наших и зарубежных [171] исследований, прослой вулканогенных мелких алевритов больше тяготеют к о-вам Пантеллерия и Линоза и залегают в голоценовых и верхне- и средневюрмских отложениях того же названия впадин. В Линозской впадине более богаты пирокластикой отложения верхнего вюрма.

Пирокластика представлена в основном стеклами, то бесцветными пузыристо-волоконистыми и массивными с $n = 1,52-1,53$, то коричневыми массивными рогульчатыми с $n > 1,56$ (табл. 16). Присутствуют также кварц, полевые шпаты, авгит, оливин.



Р и с. 54. Распределение пепловых и сапропелевидных прослоев в стратиграфическом разрезе верхнечетвертичных осадков Центрального и Восточного бассейнов [315]

В левой колонке схематическая палеоклиматическая кривая, построенная по данным фораминиферового анализа, Z, Y, X, W, V, U — стратиграфические зоны В. Райену [419]. В правой колонке — стратиграфическое положение: 1 — пепловых, 2 — сапропелевидных прослоев. Индексами справа и слева обозначена генетическая связь тефры с извержениями вулканов: V — Везувия, E — Этны, C — кампанской группы, J — Искьи, P — Пантеллерии, A — Эоловых, W — римской группы, X — Санторина, H — Эллиных

Пузыристые коричневатожелтые стекла слагают основную массу порфиритовых лав о. Линоза [384]. В этих лавах многочисленны округлые зерна оливина.

В Южно-Адриатической впадине в голоценовом горизонте встречено до 6 пепловых прослоев, сложенных то непрозрачными пепловыми частицами, то в основном мелкими пемзовыми обломками, а также бесцветным пузыристо-волокнистым стеклом с небольшой примесью бледно-коричневых и бурых стекол [455]. Верхние прослой, состоящие из непрозрачного пеплового материала, образовались в результате Плинийского и более молодых извержений Везувия [455]. Прослой бесцветного пузыристо-волокнистого стекла с $n = 1,53$ выявлен нами

в среднеголоценовых осадках, два прослоя в нижнеголоценовом сапропелевидном илу и еще один в кровле верхнего вюрма на ст. Va-809 (табл. 16).

По составу пирокластика больше всего похожа на таковую Тирренской впадины. Генетически она связана с извержениями кампанской группы вулканов.

В Центральном бассейне пирокластический материал распространен в основном на Южно-Апеннинском континентальном склоне и западном склоне Восточно-Средиземноморского вала. Ее совсем нет в осадках абиссальной равнины.

Как видно на рис. 55, б, пепловые прослои распределяются неравномерно, — то они редки, то часты. Разное их число в отдельных районах в пределах одного стратиграфического горизонта. На Южно-Апеннинском склоне большинство голоценовых и верхневюрмских прослоев сложено мелкоалевритовой пирокластикой, хорошо- и среднеотсортированной. Отдельные прослои характеризуются градационной текстурой, постепенным переходом крупного алеврита в мелкий (табл. 16). Доминируют в них, как правило, бесцветные вулканические стекла то массивные, то волокнисто-пузыристые с $n = 1,523-1,525$ (табл. 16) [370]. Редкие из них почти нацело состоят из непрозрачных пепловых частиц.

Единичные прослои пирокластики встречены в среднем, нижнем вюрме и рисс-вюрме (рис. 55, б) [377].

Как показало изучение состава пеплов [315] в Центральном бассейне пирокластика в основном подавлялась кампанской группой вулканов. Лишь единичные прослои сложены эруптивным материалом Липарских вулканов и Этны (рис. 55, б). Основной цикл формирования стратовулкана Этна, как следует из датировок по $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$, приходится на 95 тыс. лет назад [234].

Т а б л и ц а 16

Вулканические стекла в пепловых прослоях верхнечетвертичных осадков Средиземного моря

Аналитик: А.Ф. Зверяка

Станция	Горизонт, см	Показатель преломления								Возраст
		1,500-1,505	1,510-1,515	1,520-1,523	1,530	1,542-1,545	1,55	1,56	1,56	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Тирренская котловина										
Va-952	12-18	-	-	52,94	11,22	-	32,08	-	3,74	H1
	23-30	-	90,65	9,34	-	-	-	-	-	
	50-60	-	83,90	7,43	-	8,35	-	-	0,30	
Va-960	10-13	-	-	+	-	+	-	-	-	H1
	30-40	+	-	99	-	+	-	-	+	
	93-107	4,16	-	68,05	-	-	27,77	-	-	
Va-907	0-7	-	-	+	-	-	-	-	-	H1
	7-8	-	-	93,95	-	6,04	-	-	-	
	8-12	-	-	89,58	-	10,11	0,29	-	-	
	120-126	-	-	96,03	1,58	1,98	-	0,39	-	
	165-170	-	-	55,00	4,33	0,66	-	36,00	4	
	323-338	-	-	94,39	4,98	0,31	-	0,31	-	WII?
Va-961	243-246	14,28	-	82,14	3,57	-	-	-	-	WII?
	336-352	+	-	~99	-	-	-	-	-	
Va-949	98-102	+	-	+++	+	-	-	-	+	H1
	110-117	-	-	83,92	-	-	10,71	-	5,35	
	185-195	+	-	+++	+	-	-	-	-	
	263-276	-	-	64,62	-	35,37	-	-	+	
Va-554	50-55	-	-	91,71	-	7,69	-	0,59	-	H1
	73-75,5	-	-	67,09	15,01	16,61	-	1,27	-	
	75,5-84	-	-	+	++	+++	-	-	-	
	239-245	-	-	-	-	-	-	-	-	WII?
	263-265	-	-	-	-	-	-	-	-	
Va-316	6-14	+	-	-	-	-	-	+++	++	H1
Va-317	28-36	~95	-	-	+	-	-	+	-	H1
	125-128	+	-	-	-	~95	-	-	-	
	150-158	+	-	-	-	~95	-	-	+	
Va-1957	10a	-	-	-	~50	~50	-	-	-	Q1
	106	-	-	-	~50	~50	-	-	-	
	10в	-	-	-	-	~100	-	-	-	
Va-325	216-227,5	-	-	100	-	-	-	-	-	WII
	233-245	-	-	100	-	-	-	-	-	
	325-339	-	-	100	-	-	-	-	-	
	371-380	-	-	100	-	-	-	-	-	
Пантеллерийская впадина										
Va-342	37-52	-	-	100	-	-	-	-	-	H1
	148-151	-	-	-	-	-	-	-	100	WII?
Va-2028	87-89	-	-	100	-	-	-	-	-	H1
	89-92	-	-	79,31	20,68	-	-	-	-	
Южно-Адриатическая впадина										
Va-812	40-50	-	-	+	+	-	-	-	-	H1
	130-140	-	-	+	+	-	-	-	-	
Va-809	70-81	-	-	99	+	+	-	-	-	H1
	92-100	-	-	+	+	-	-	-	-	
	166-172	+	-	+	~95	+	-	-	-	WII
Центральная котловина										
Va-551	10-15,5	-	-	+++	-	-	-	-	+	H1
	95-98	-	-	~99	+	-	-	-	-	WII?
	145-149	-	-	100	-	-	-	-	-	
	211-213	-	-	100	-	-	-	-	-	
	213-215	-	-	100	-	-	-	-	-	

Т а б л и ц а 16 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Va-2191	51-52,5	-	-	-	100	-	-	-	-	W _{II}
Восточный и Центральный бассейны										
Va-2203	67-72	-	-	100	-	-	-	-	-	W _{II}
Va-1328	113-117	-	-	100	-	-	-	-	-	W _{II}
	220-223	-	-	+++	-	-	-	-	-	W _{II}
Va-299	71-74,5	-	-	100	-	-	-	-	-	W _{I/II}
Va-521	162-173	-	-	-	100	-	-	-	-	
	180,5-182	-	-	-	-	+++	-	-	+	
Va-1000	112-114	-	-	100	-	-	-	-	-	W _{II}
Va-536-1	82-86	-	-	+++	-	-	-	-	-	W _{II}
Va-400	8,5-15	-	100	-	-	-	-	-	-	H _{I/III}
	65-66	-	-	100	-	-	-	-	-	W _{II}
	111,5-113,5	-	100	-	-	-	-	-	-	
	131,5-133	-	-	100	-	-	-	-	-	
Va-1419	31-31,3	100	-	-	-	-	-	-	-	H _I
Va-395	95-99	-	-	~99	+	-	-	-	-	W _{II}
	115-118	-	100	-	-	-	-	-	-	
Va-411	122-124	100	-	-	-	-	-	-	-	H _I
	124-128	100	-	-	-	-	-	-	-	
	128-130	100	-	-	-	-	-	-	-	
	143-145	100	-	-	-	-	-	-	-	
Эгейское море										
Va-517	33-35	-	100	-	-	-	-	-	-	H _I
Va-1346	60-62	-	100	-	-	-	-	-	-	
Va-1342	65-72	-	100	-	-	-	-	-	-	

+ — единичные, ++ — заметное количество, +++ — много, — зерен нет.

Т а б л и ц а 17

Химический состав вулканогенных верхнечетвертичных осадков Средиземного моря

Бассейн, станция	Горизонт	Возраст	Содержание, %							
			CaCO ₃	C _{орг}	Fe	Mn	Ti	P		
Эгейский										
Va-374	33,5-46	H _I	8,44	0,12	2,45	0,085	0,25	0,039		
Восточный бассейн										
Va-1328	113-117	W _{II}	8,14	-	2,74	0,12	0,34	0,045		
Va-536-1	82-86		38,78	0,21	2,68	0,077	0,31	-		
Va-400	111,5-113		12,01	0,13	2,41	0,054	0,31	-		
Va-395	95-99,5		6,78	0,13	3,13	0,085	0,32	0,059		
	115-116		10,9	0,30	2,59	0,070	0,34	-		
Адриатический										
Va-809	50-60	H _I	-	-	3,39	0,13	0,31	0,073		
	166-172		25,43	0,25	3,67	0,18	0,31	0,004		
Тирренский										
Va-952	12-18		7,76	0,21	3,30	0,11	0,43	0,11		
	23-30		3,82	0,08	2,59	0,11	0,41	0,048		
	30-34		6,98	0,18	2,41	0,11	0,29	0,073		
	34-40		19,45	0,25	3,30	0,11	0,33	0,14		
	60-65		8,37	0,34	3,04	0,13	0,40	0,098		

Таблица 17 (окончание)

Бассейн, станция	Горизонт	Воз- раст	Содержание, %					
			CaCO ₃	C _{орг}	Fe	Mn	Ti	P
Va-956	15-20		10,98	0,20	2,95	0,11	0,47	0,069
	65-75		2,96	0,09	2,69	0,12	0,40	0,015
Va-961	77-84	W _{II}	18,19	0,18	2,86	0,09	0,31	-
	243-246		25,61	0,15	2,90	0,12	0,33	0,066
Va-949	336-352		10,89	0,25	2,76	0,12	0,30	0,049
	58-62	H _I	29,70	0,16	2,86	0,11	0,30	0,058
	117-123	W _{II}	26,86	0,18	2,10	0,11	0,26	0,061
	165-170		12,89	0,11	2,54	0,13	0,36	0,079
Va-554	263-276		9,46	0,17	3,04	0,11	0,32	0,071
	73-75,5	W _{II}	10,33	0,11	2,77	0,12	0,41	0,076
Va-325	245-263		8,30	0,20	2,68	0,12	0,37	0,068
	227,5-229,5	W _{II}	13,21	0,13	2,73	0,28	0,31	0,075
	233-245		15,82	0,09	2,44	0,10	0,30	0,061
	325-339		14,71	0,30	2,87	0,10	0,32	0,042
Va-317	380-385		13,85	0,20	2,48	0,10	0,31	0,044
	15,5-28	H _I	3,41	0,16	4,64	0,12	0,44	0,16
	125-128		4,37	0,16	5,09	0,13	0,44	0,171

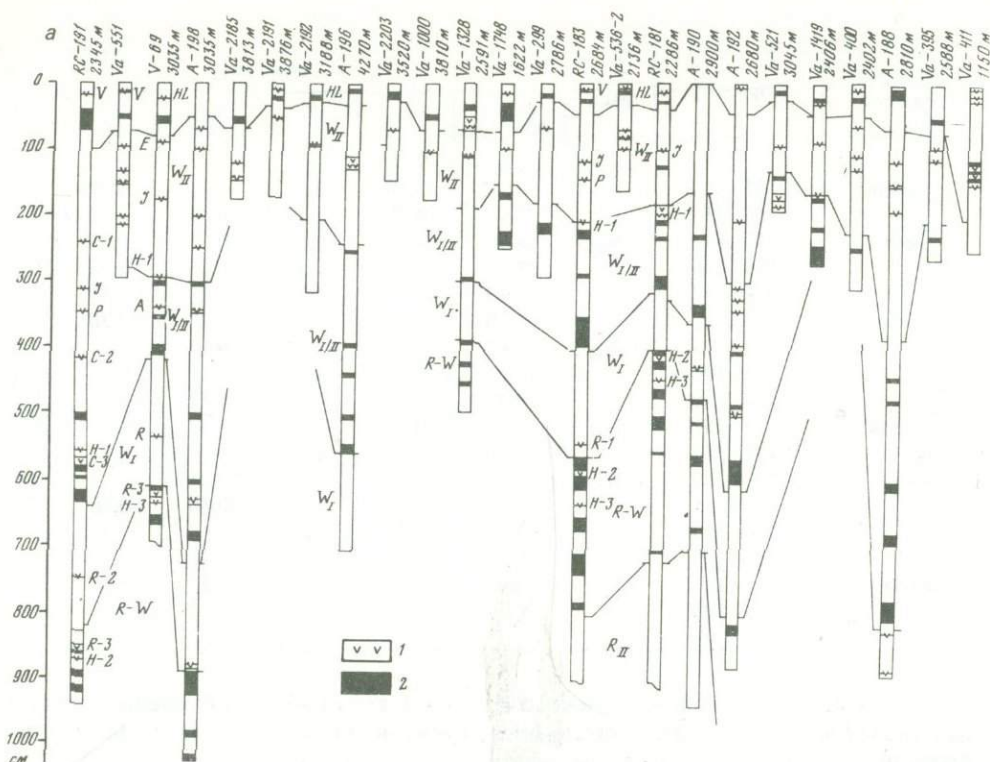
В разрезах Восточного и Эгейского бассейнов вулканогенный материал генетически связан в большей части с Южно-Эгейской вулканической группой. Лишь редкие прослои образованы эруптивным материалом кампанских вулканов [122, 370]. На огромной площади прослежен тонкий прослой хорошо отсортированного мелкого алеврита в верхнеголоценовых осадках, возникший вследствие мионского извержения Санторина, датированного по ¹⁴C 3370 ± 100 лет назад [370, 177]. Местами в Критской впадине этот слой вследствие последующего переотложения достигает мощности более 1 м.

Вполне возможно, что некоторые голоценовые вулканогенные алевриты образовались во время извержения вулкана Христиани, расположенного в 25 км к юго-востоку от Санторина. Он проявил активность несколько раньше, чем Санторин.

Значительные объемы пирокластики в Эгейский, возможно, и Восточный бассейн поступали во время многочисленных исторических извержений Санторина 197 г. до н.э., а также в 19, 46, 726, 1570, 1707-1711, 1866-1870, 1925-1926, 1928, 1939-1941 и 1950 гг. н.э.

Голоценовый эруптивный материал Санторина представлен в основном бесцветным стеклом с $n = 1,51$. В составе тяжелых минералов характерно присутствие гиперстена.

В отложениях верхнего вюрма Критской впадины пепловые прослои имеют разную природу [313, 382]. Верхний прослой в колонке V-58 сложен риодацитовый пирокластикой пра-Санторина. Возраст его, рассчитанный по средним скоростям осадконакопления, составляет около 16-18 тыс. лет. Образование нижнего прослоя той же колонки связывается с извержением вулкана Гитра-Серрара на о-ве Искья. Наряду со щелочно-трахитовым стеклом ($n = 1,521$) в составе тефры найдены эгирин-авгиты и санидин. Сходная картина выявляется и в верхневюрмских отложениях Восточного бассейна, где залегает от одного до трех пепловых прослоев (рис. 55, б). На Va-400 два из них (верхний и нижний) состоят из бесцветного волокнисто-пузыристого стекла с $n = 1,52$, с единичными зернами зеленовато-бурого массивного стекла. В них найдены эгирин-авгиты, что указывает на его генетическую связь с кампанскими вулканами. В среднем прослое бесцветное стекло имеет $n = 1,51$ и содержит обильные газовые включения. В заметном количестве встречен гиперстен. По составу он ближе к эруптивному материалу Санторина. Два прослоя вулканогенного стекла с различными показателями преломления встречены нами в ряде колонок (Va-395, -1746, -368, -5363 (рис. 55, б, табл. 16). В еще большем числе колонок в верхнем вюрме залегает единичный пепловый прослой, состоя-



Р и с. 55. Распределение пепловых прослоев в колонках осадков

а — Центральный и Восточный бассейны: 1 — вулканические алевриты, 2 — сапропелевидные илы; индексы у пепловых прослоев те же, что и на рис. 54

б — Тирренская котловина: 1 — вулканические алевриты, 2 — сапропелевидные илы, 3 — селадонитовые илы, 4 — птероподовый ил; римские цифры — прослои с заметной примесью зеленого стекла

ший из бесцветного волокнистого, волокнисто-пузыристого, частично массивного стекла с $n = 1,52$. В отдельных колонках (Va-67) точно установлена его генетическая связь с эруптивным материалом Гитра-Серрара, принесенным сюда 24 тыс. лет назад [315].

В среднеюрмских осадках Восточного бассейна нами обнаружены два прослоя пепла, состоящего из бесцветного пузыристо-волокнистого стекла с $n = 1,53$ и $1,54$ (табл. 16, Va-521) с лейстами плагноклазов. В других колонках соответствующие осадки лишены пирокластики.

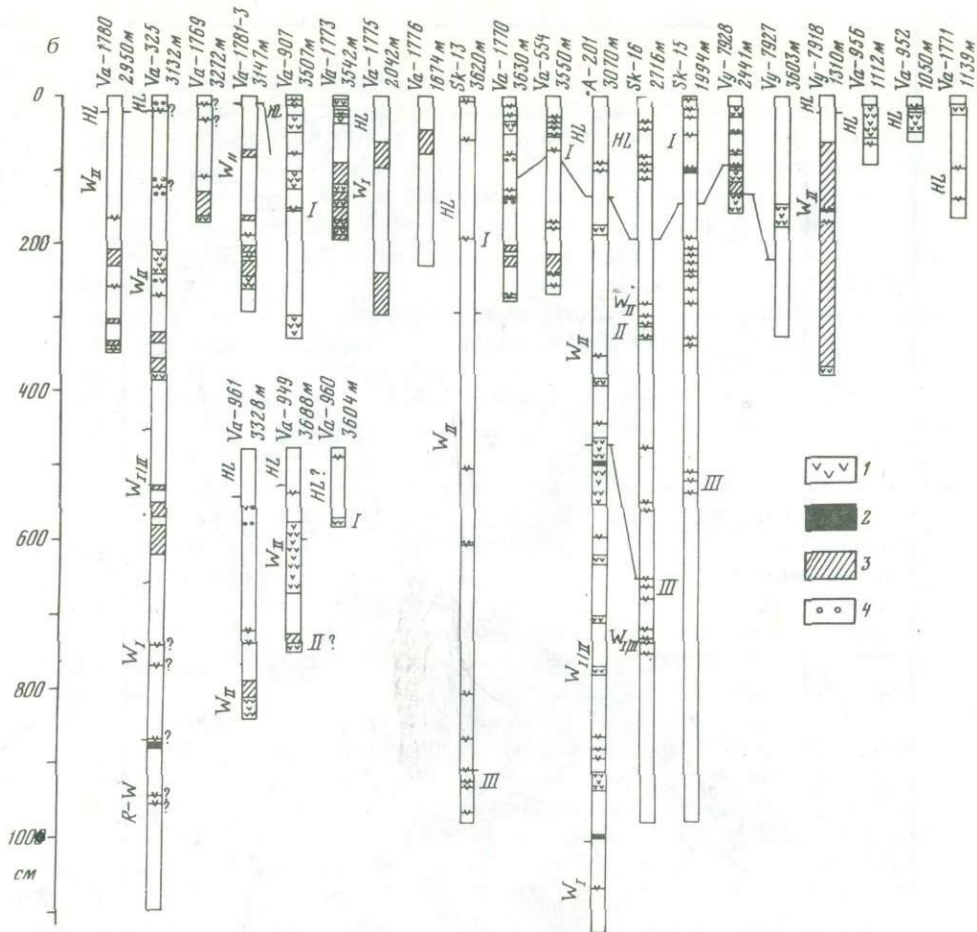
В Нижнем вюрме пирокластика распространена только в осадках восточной области. Судя по зарубежным данным [377] два маломощных прослоя бесцветной тефры с $n = 1,52$ залегают в нижневюрмских осадках колонки A-188 и один прослой встречен на станции A-190. В ресс-вюрме из четырех колонок нис "Альбатрос", где вскрыты ресс-вюрмские отложения (A-197, -189, -190, -192), лишь в одной (A-190) в кровле ресс-вюрмского горизонта обнаружен маломощный прослой бесцветного стекла.

В верхнерисских отложениях, вскрытых только в колонке A-190, тефра не обнаружена.

Прослой пепла единичны во всем разрезе плейстоцена, распределяясь в стратиграфическом разрезе крайне неравномерно.

В западной области Восточно-Средиземноморского вала, где проведено сплошное опробование скв. G-125 [308], единичный прослой тефры выявлен лишь в верхней части биозоны *Gephyrogarcia oseaipica* (миндель-рисс, рисс?). Такая же картина в скв. G-127 и G-128 из Эллинского желоба. Она не обнаружена вовсе в скв. G-126 и G-129, которые, правда, опробованы слабо.

Несколько прослоев залегают в нижней части биозоны *Emiliana huxleyi* (рисс I/II,



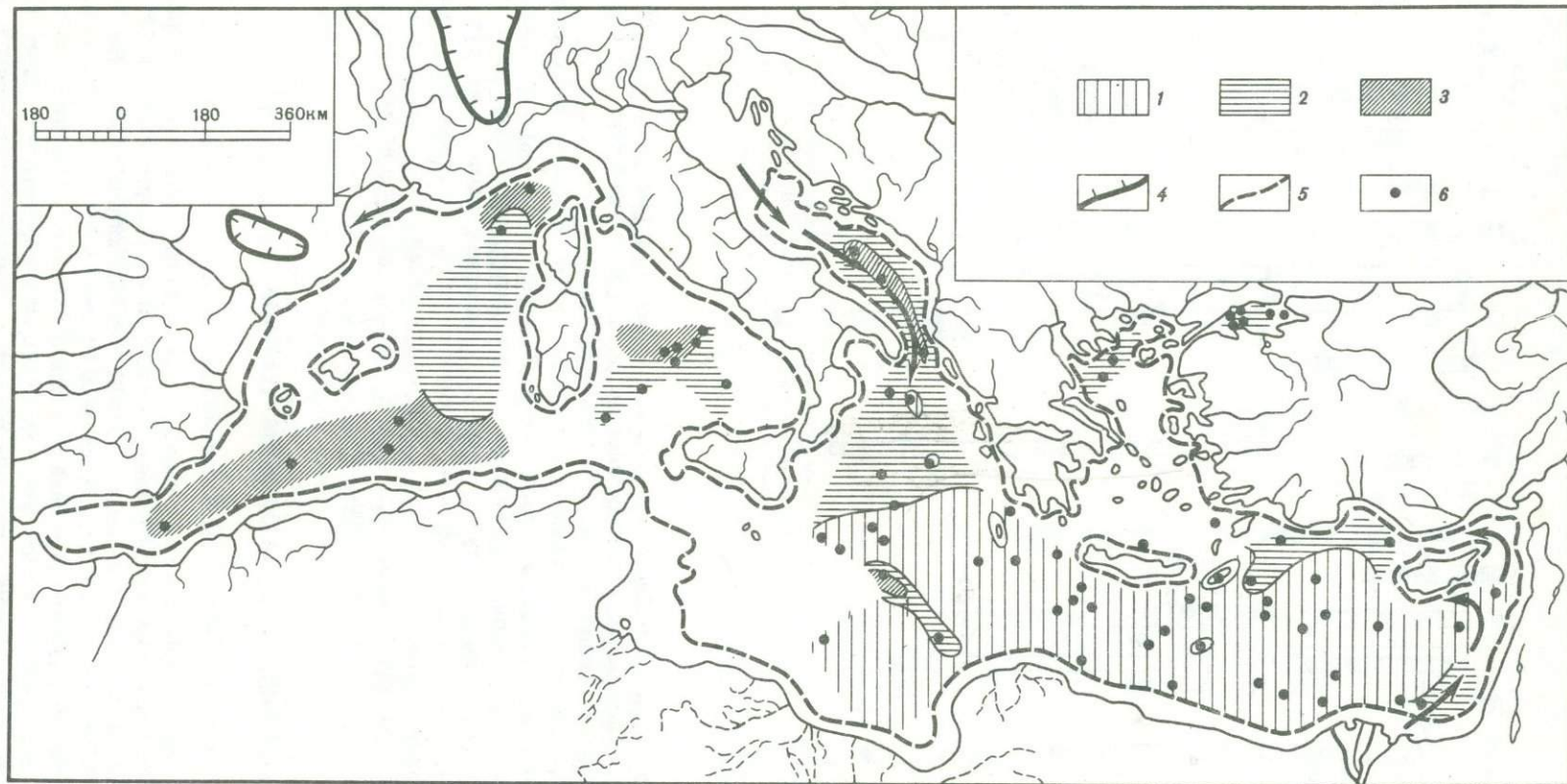
рисс II) и верхней части биоцены *Gephyrocapsa oceanica* (миндель-рисс, рисс I?) плейстоценовых отложений поднятия Флоренс (к западу от о-ва Кипра) (скв. G-376, [309]). Состав и источники тефры здесь пока не изучены.

Таким образом, плейстоценовые отложения Восточного бассейна резко обеднены вулканогенным материалом, особенно нижняя половина разреза. Здесь периодически накапливалась пирокластика пра-Санторина; концентрируясь больше на востоке, юго-востоке. Редко сюда поступал эруптивный материал кампанских вулканов. Пока точно установлено лишь залегание трахитовой тефры о-ва Искья. Как показали петрохимические исследования [315], Санторин поставлял риодацитовую, андезитовую и дацитовую тефру. Первая встречена в голоцене, вторая в верхнем и нижнем вюрме, третья — в среднем риссе (рис. 54).

НАКОПЛЕНИЕ КАРБОНАТНОГО МАТЕРИАЛА

ТЕМПЫ КАРБОНАТОНАКОПЛЕНИЯ

Абсолютные массы карбонатов рассчитаны автором для голоцена, верхнего, среднего и нижнего вюрма и составлены схемы площадного их распределения [120, 121] (рис. 57). Анализ этих схем показывает, что на всех горизонтах минимальные массы тяготеют к более засушливой восточной части Средиземного моря, причем такими величинами характеризуются огромная площадь, охватывающая африканский континентальный склон, большую часть Восточно-Средиземноморского вала, Центральной впадины. В более гумидном и простом по морфологическому строению Алжиро-Прованском бассейне массы карбонатов обычно больше, а их распределение по площади более простое. Сложным распределением и большим перепадом абсолютных



Р и с. 57. Абсолютные массы карбонатного материала в голоцене (в $\text{г}/\text{см}^2$ за 1000 лет)

1 — 1-2; 2 — 2-5; 3 — > 5; 4 — граница горных ледников в начале го-

лоцена; 5 — береговая линия в начале голоцена; 6 — станции переноса речного материала

масс карбонатов характеризуется Восточный бассейн, особенно Эллинская зона впадин.

Повышенные и максимальные темпы карбонатакопления присущи для ряда областей периферийной зоны моря, примыкающих к водосборам с хорошо развитой речной сетью, что указывает на определенную связь темпов карбонатакопления с речным стоком. На это указывает также сходство в распределении абсолютных масс карбонатов и силикатного материала по площади. Прежде всего оно проявляется в локализации повышенных и низких значений масс обоих компонентов. Поля повышенных значений масс карбонатов иногда совпадают с областями интенсивного накопления силикатного материала, хотя по своей величине массы карбонатов в несколько раз ниже масс терригенного материала. Отмечается также примерное совпадение полей минимальных масс этих компонентов, причем в восточной части Средиземного моря их значения сходные, а в других областях заметно различаются. Наблюдается и некоторая общая корреляция абсолютных масс этих компонентов, лучше всего проявляющаяся при низких и средних темпах их накопления (рис. 57).

Наряду с этим отмечаются случаи полного отсутствия корреляции, особенно, при общих высоких темпах седиментации, в частности в Приливской области, Северо-Эгейском желобе и Мраморном море. В указанных местах весьма интенсивное накопление силикатного компонента сопровождается низкими скоростями накопления карбонатов. Кроме того, по мере удаления от периферийной к центральной области моря, снижение абсолютных масс карбонатов идет сравнительно плавно, а масс силикатного материала весьма резко. Как видно, тесной параллели в изменениях абсолютных масс карбонатов и силикатного материала нет, хотя некоторая корреляция и проявляется. Причина, на наш взгляд, коренится в разнородности карбонатного материала и изменчивых соотношениях масс терригенных и биогенных карбонатов. Терригенные карбонаты в немалых объемах все время поступали с горных водосборов, где широко развиты карбонатные образования. В периферийную зону моря, благодаря речному стоку, поставлялись также значительные объемы питательных солей, способствующие развитию фито- и зоопланктона, в том числе и с карбонатной функцией. Так, например, в настоящее время в ряде районов, примыкающих к побережью Алжира, Прованса, отмечена чрезвычайно высокая продуктивность кокколитофорид [254]. Большие объемы кокколитового материала в верхней толще Алжиро-Прованского и Тирренского бассейнов нами наблюдались при изучении взвесей [254]. Поэтому повышенные массы карбонатов в периферийной зоне, по всей видимости, обусловлены не столь большими объемами терригенных, сколь органогенных карбонатов. Таким образом, проявляется значительное косвенное влияние речного стока на карбонатакопление. В местах, где речной сток с водосбора ослаблен, карбонатов накапливается мало. В этом смысле показательны низкие массы карбонатов в обширной области Центрального и Восточного бассейнов, примыкающей к бессточному водосбору Африки.

В большинстве районов Средиземного моря абсолютные массы карбонатов максимальны в среднем вюрме и минимальны в голоцене. В голоцене они больше всего в начальной, а меньше — в заключительной фазе. Как видно, в условиях наиболее теплого климата, господствовавшего в голоцене, карбонаты накапливались слабо. Их массы ниже, чем в позднем вюрме, когда осадконакопление протекало в холодных климатических условиях. Вероятнее всего, это связано с изменениями интенсивности биогенного карбонатообразования. В частности, численность планктонных и бентосных фораминифер в отложениях верхнего вюрма существенно больше, чем в голоцене. Кроме того в позднем вюрме большие объемы биогенных карбонатов поставлялись с обнаженного мелководья, эоловым путем.

Распределение абсолютных масс карбонатов в сейсмичных областях и части моря со сложной морфологией дна (Эллинский желоб, Тирренская и Критская впадины, континентальный склон) контролировалось, помимо выше перечисленных факторов, и процессами переотложения.

Определения более чем в 350 колонках (рис. 58) показали [122, 496] значительные пределы колебаний CaCO_3 (2–75%) как в разрезе верхнечетвертичных осадков, так и по площади (рис. 59). Резкие и частые изменения содержаний наблюдаются в Принильской области. Они обусловлены чередованием прослоев почти чистого нильского материала, весьма бедного CaCO_3 (4,5–5,6%) и маломощных прослоев пелагических отложений, обычно обогащенных биогенными карбонатами. Некоторые из них почти нацело состоят из кокколитового материала [332].

Повышенными и высокими содержаниями CaCO_3 (50–75%) характеризуется большая часть разрезов центральной и южной зон Восточного и Центрального бассейнов. Карбонатность осадков в областях, примыкающих к водосборам с развитой речной сетью, понижена (30–50% и < 30% CaCO_3), в северной зоне Восточного и особенно Центрального бассейнов, Южно-Адриатической впадине.

Бедны карбонатами осадки восточной половины Тирренской котловины. Связано это не столь с накоплением терригенного, сколь с интенсивной аккумуляцией вулканогенного материала. Некоторые прослойки пирокластики содержат минимальную примесь CaCO_3 (2,05–3,4%). В ряде из них она небольшая (до 10–15%). Распространены здесь также туффитовые отложения, содержащие CaCO_3 от 15 до 30% и более.

В стратиграфическом разрезе не наблюдается резких различий карбонатности осадков. Исключением является Левантийская и Центральная впадины. В первой карбонатность осадков существенно выше в верхнеголоценовых и средневюрмских осадках по сравнению с верхневюрмскими, а в Центральной – наблюдается обратная картина: голоценовые отложения более бедны CaCO_3 по сравнению с верхневюрмскими.

Характерно некоторое снижение карбонатности нижнеголоценовых отложений по сравнению с верхнеголоценовыми в ряде районов Восточного бассейна. Особенности распределения CaCO_3 в отдельных областях Средиземного моря раскрыты нами при общей литологической характеристике разрезов (см. гл. IV) и поэтому здесь опускаются.

Компонентный состав карбонатного материала изучен в 85 образцах 7 колонок из Левантийской, Тирренской, Алжиро-Прованской впадин (рис. 58) [122]. Он выявлен путем определения химическим методом CaO , MgO и MnO , полуторных окислов и нерастворимого остатка в 2% солянокислой вытяжке, а также CO_2 в общей пробе и последующими пересчетами на карбонатное вещество CaO , MgO и MnO .

Полученные данные свидетельствуют, что подавляющая часть карбонатного материала (иногда и весь он целиком) верхнечетвертичных осадков представлена CaCO_3 . На долю остальных минеральных форм приходится всего несколько процентов (рис. 24, 29, 31, 35, 38).

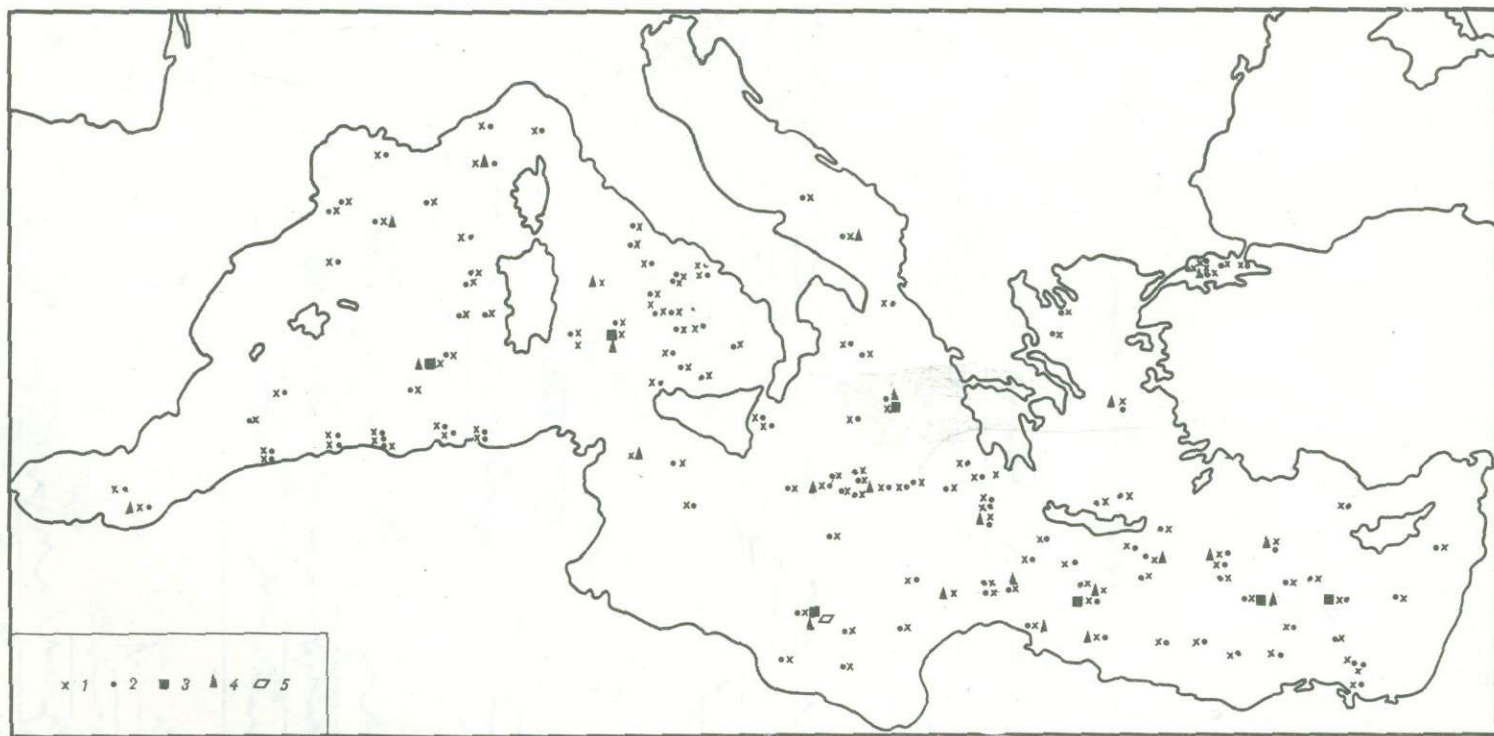
Общий низкий фон содержаний MgCO_3 в колонках обусловлен в основном тем, что в осадках мало раковинного материала, обогащенного MgCO_3 .

Минеральный состав карбонатов изучен дифрактометрически примерно в 200 пробах из 22 колонок (рис. 58, 60). Кроме того, 40 определений сделано в гранулометрических фракциях (рис. 61). Исследованиями охвачены все основные бассейны Средиземного моря: четыре колонки из Алжиро-Прованской, по одной из Тирренской, Адриатической, Мраморной и Эгейской впадин и 13 – из центральной и восточной частей Средиземного моря. Одна колонка из Центрального бассейна изучена зарубежными учеными [357, 358]. Часть результатов наших исследований представлена на рис. 60, 61 и опубликована [122, 496].

Карбонаты в верхнечетвертичных осадках Средиземного моря чаще всего представлены обычным и магнезиальным кальцитом. Доломит присутствует не всегда. Еще реже обычно в маломощных прослоях встречается арагонит и родохрозит¹.

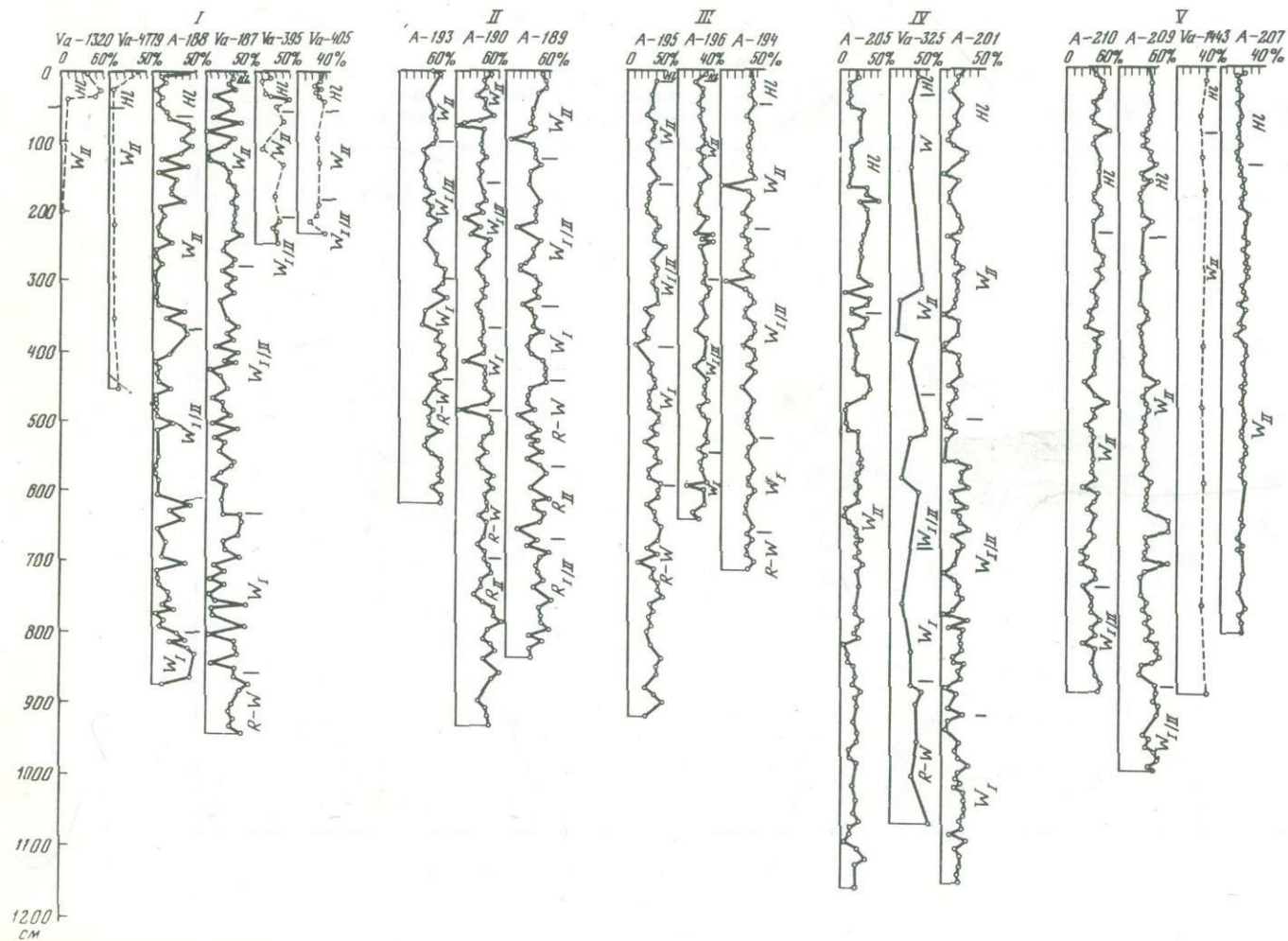
Основная часть карбонатного материала, как правило, состоит из обычного кальцита. Его носителем является большинство видов планктонных фораминифер и известкового нанопланктона. Обе эти группы чрезвычайно широко распространены

¹ Родохрозит обнаружен лишь при детальных исследованиях разрезов станциями Va - 1319, -1443, -1748, -1756, -1765 и др.



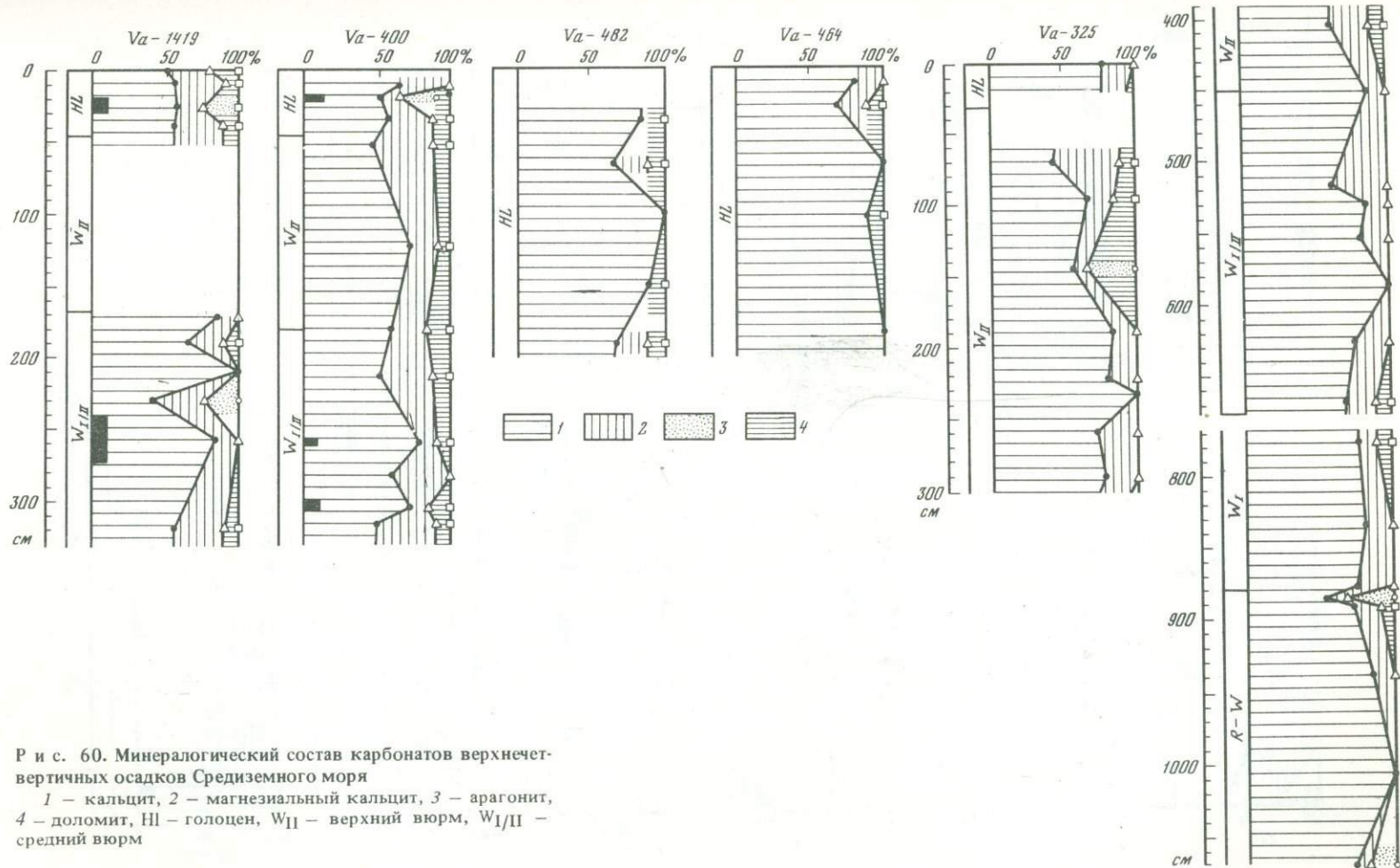
Р и с. 58. Изученность CaCO_3 , MgCO_3 и минерального состава карбонатов и органического вещества в колонках верхнечетвертичных осадков. Индексы станций те же, что и на рис. 1

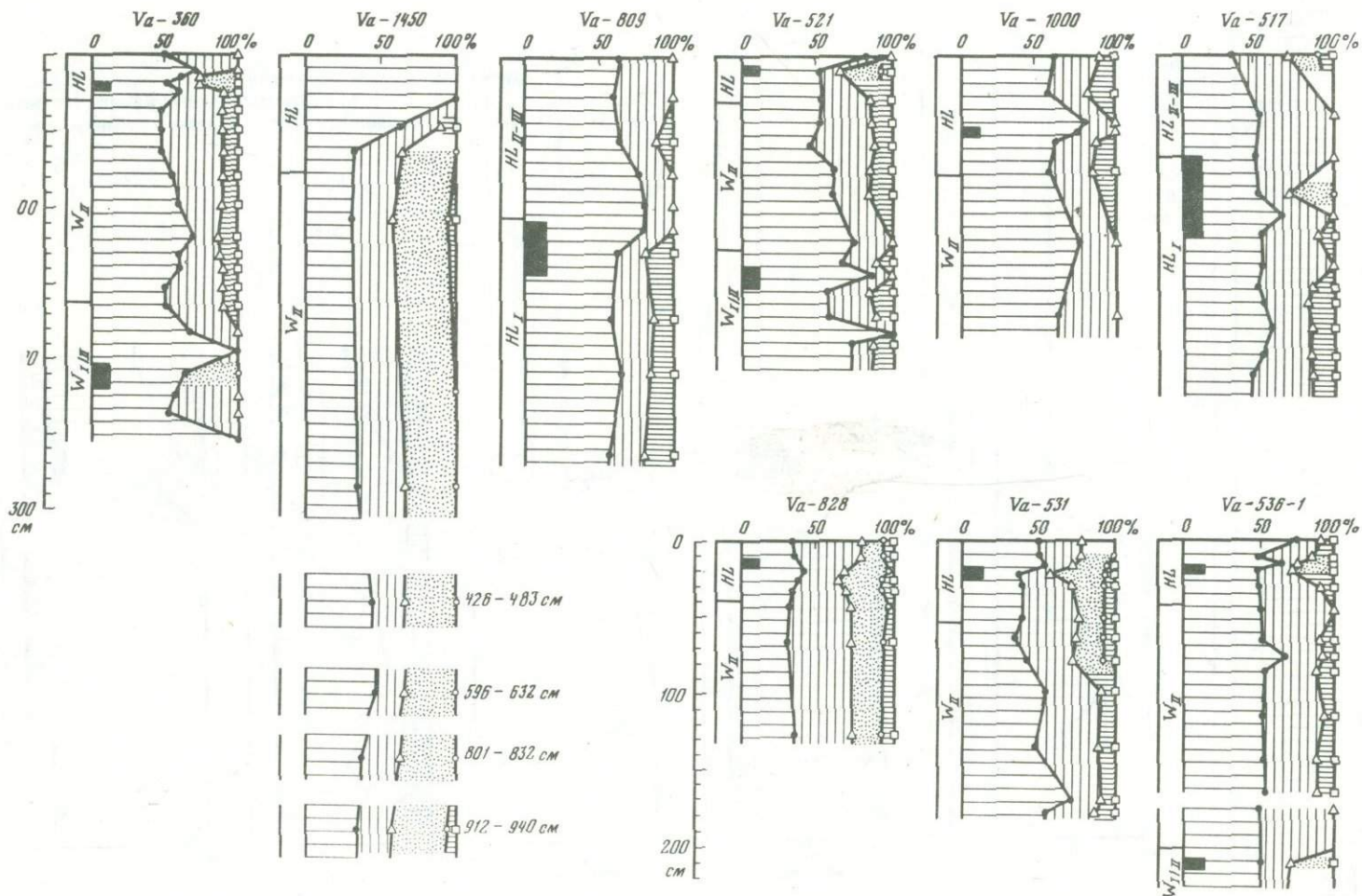
1 — CaCO_3 ; 2 — $\text{C}_{\text{орг}}$, 3 — MgCO_3 , 4 — дифрактометрические определения минерального состава карбонатов, 5 — групповой состав органического вещества



Р и с. 59. Распределение CaCO_3 в разрезах верхнечетвертичных осадков по данным советских и зарубежных исследований

Бассейны: I – Восточный и Центральный, II – Тирренский, III – Алжиро-Прованский: H – голоцен, W_{II} – верхний вюрм, W_{I/II} – средний вюрм, W_I – нижний вюрм, R-W – рисс-вюрм, R_{II} – верхний рисс, R_{I/II} – средний рисс





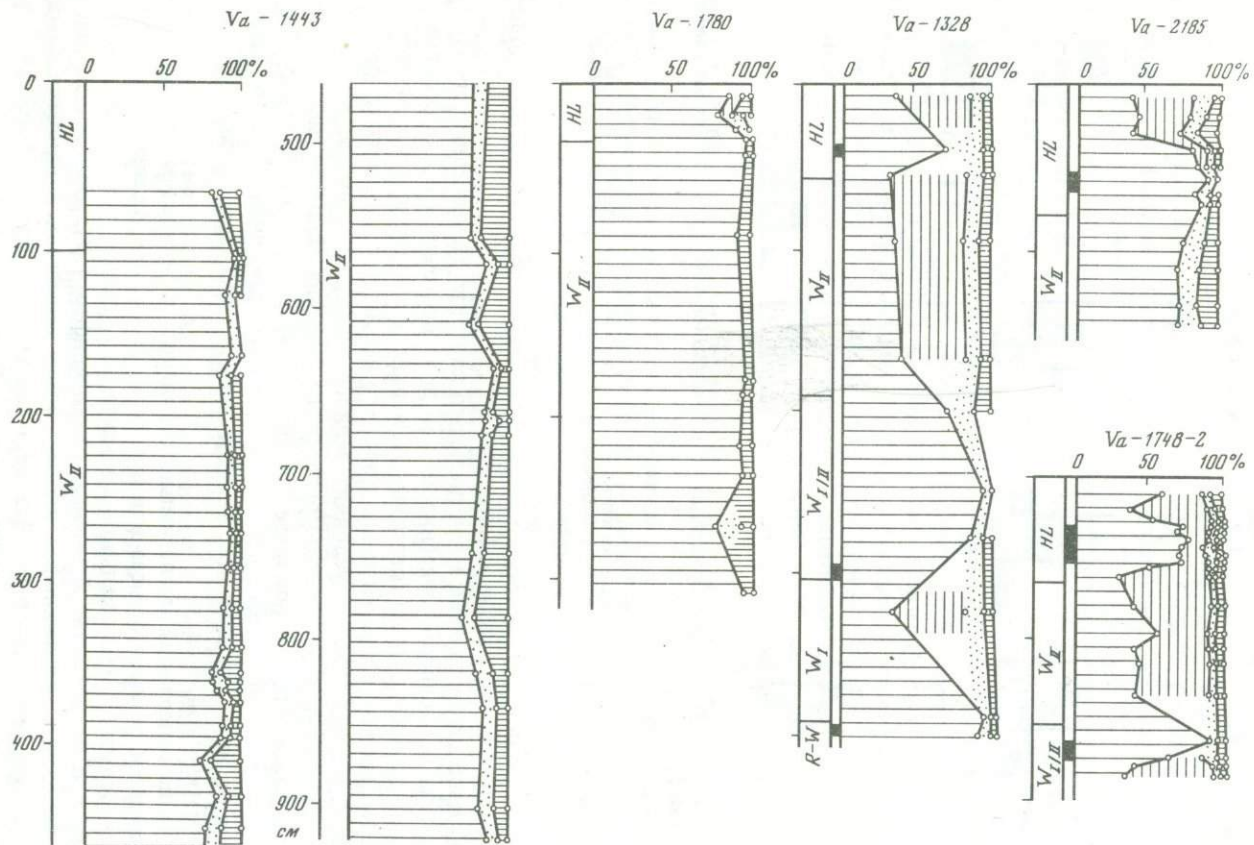
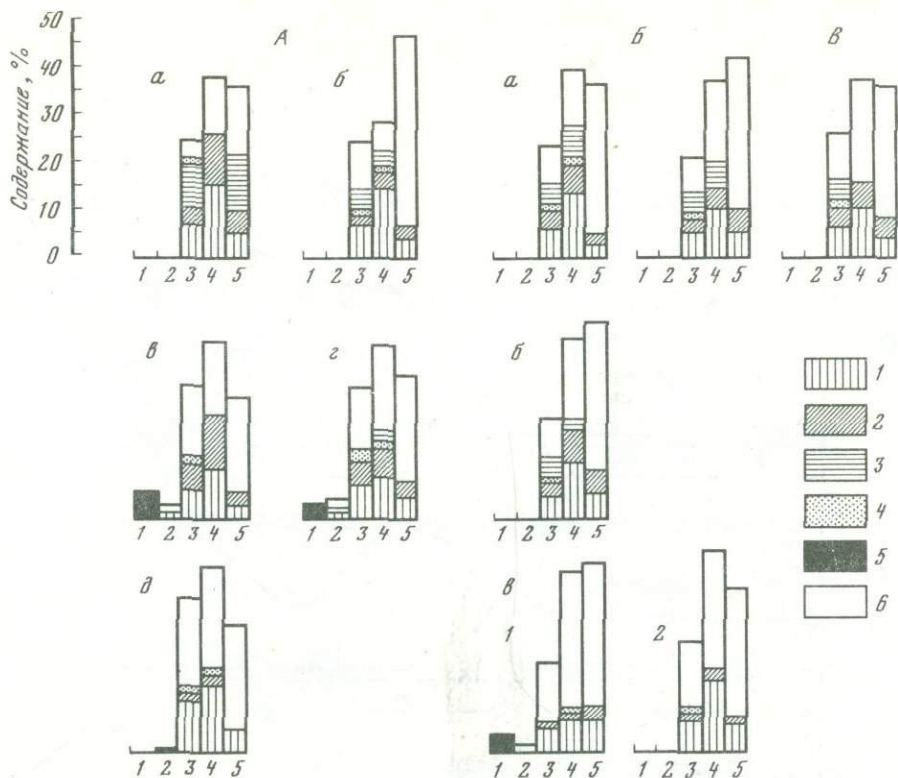


Рис. 60 (окончание)



Р и с. 61. Минералогический состав карбонатов в гранулометрических фракциях верхнечетвертичных осадков Средиземного моря

А — голоцен: а — ст. Va-1321, б — ст. Va-536-1, в — ст. Va-531, д — ст. Va-464; Б — верхний вюрм: а — ст. Va-1321, б — ст. Va-363, в — ст. Va-767: 1 — кальцит, 2 — магнезиальный кальцит, 3 — доломит, 4 — арагонит, 5 — состав не изучен, 6 — бескарбонатный материал. Цифры под гистограммами — фракции (мм): 1 — > 0,1; 2 — 0,1–0,05; 3 — 0,05–0,01; 4 — 0,01–0,001; 5 — < 0,001

в донных отложениях Средиземного моря, испытывая в разрезе заметные количественные и качественные колебания (рис. 60).

Своеобразно распределение магнезиального кальцита. Повышенные его содержания встречаются в обширной приафриканской зоне Восточного и Центрального бассейнов почти во всем разрезе голоценовых, верхне- и средневюрмских известковых и сильноизвестковых илов. Мало или вовсе его нет лишь в прослоях сапропелевидных илов, образовавшихся в условиях теплого влажного климата. Бедны магнезиальным кальцитом илы Алжиро-Прованского бассейна, большая часть водосбора которого в позднечетвертичное время лучше увлажнялась, чем побережье Северной Африки. Эта особенность раскрывает определенную зависимость магнезиальности карбонатов от минерализации вод бассейна, которая повышена в бассейнах засушливой климатической зоны.

Возрастание содержания магнезиального кальцита в Восточном бассейне связано с особенностями седиментогенеза или диагенеза. В осадках Атлантического океана заметные содержания магнезиального кальцита обнаружены в раковинах некоторых планктонных и большинства бентосных фораминифер [59]. Обогащение магнием раковин бентосных фораминифер вполне может протекать в процессе диагенеза осадков на границе вода—грунт. Что же касается планктонных фораминифер, то избирательное их обогащение магнием может быть следствием особенностей биохимического извлечения Mg из водной толщи и протекать в процессе седиментогенеза. Есть указания, что на раковинах *Globorotalia truncatulinoides*, *Globigerina pachyderma*, *Globigerinoides sacculifer* после их отмирания в водной толще образуется грубокристаллическая корка. Минеральный ее состав, к сожалению, не определен. Образование части магнезиального кальцита в процессе диагенеза подтверждает находки глинисто-карбонатных корок на поверхности дна и глинистых

стяжений в толще осадков (рис. 62, 63). Карбонаты в них почти нацело состоят из этого минерала. О широких возможностях диагенетического карбонатообразования свидетельствуют данные по щелочности иловых вод, изученной в ряде колонок автором совместно с Е.Г. Соколовой, а также Е.М. Емельяновым и В.Д. Чумаковым [35].

В голоценовых, верхне- и средневюрмских осадках Alk/Cl в иловых водах намного выше, чем в средиземноморских водах. Заметные колебания Alk/Cl в разрезах осадков отражают не только различную интенсивность восстановления сульфатов, но и указывают на осаждение карбонатов из иловых растворов. Привлекают внимание высокие величины Alk/Cl в глинистых илах Левантийской впадины (Vу-4779), которые бедны карбонатами ($CaCO_3$ (5–10%)). Под оптическим микроскопом здесь выявлены многочисленные неправильные кристаллы, цепочки кристаллов аутигенного кальцита (рис. 62).

Доломит в небольших количествах почти постоянно встречается в верхневюрмских илах Восточного бассейна и спорадически — в голоценовых и средневюрмских осадках. Неповсеместно доломит распространен в верхнечетвертичных осадках Алжиро-Прованской и Тирренской впадин. Обломочный доломит часто встречается среди тяжелых минералов крупноалевритовой фракции, но, как правило, в небольших количествах. Более редки чистые прозрачные ромбоэдры аутигенного доломита. Они обнаружены в шлифах разновозрастных илов со Средиземноморского вала, Центральной и Тирренской впадин. Под электронным микроскопом они наблюдаются также в пелитовых фракциях в осадках Восточного бассейна.

На нескольких горизонтах голоценовых и верхневюрмских илов из центральной области Алжиро-Прованской впадины прекрасные ромбоэдры карбонатов совместно с неправильными кристаллами встречаются в изобилии в крупноалевритовой фракции (рис. 62).

Несмотря на свидетельства диагенетического доломитообразования, основная его часть имеет терригенное происхождение. На это указывает характер его распределения в стратиграфическом разрезе, в частности, тяготение повышенных его количеств к верхневюрмским осадкам, образовавшимся в условиях холодного климата и глубокой регрессии. В это время доломит с водосбора активно заносился не только в результате речной эрозии карбонатных массивов побережья, но и золовым путем.

Арагонит в повышенных количествах встречен в прослоях сапропелевидных илов, обогащенных птероподами. Здесь очевидна прямая связь арагонита с раковинами птеропод. В нескольких районах африканского склона (Va-828, Va-531) повышенные содержания арагонита отмечены в верхневюрмских илах, содержащих заметную примесь раковинного детрита, поступившего с мелководья. Много арагонита в тонкодисперсных сильноизвестковых доголоценовых илах Центральной впадины, где не встречены ни птероподы, ни раковинный детрит песчано-алевролитовой крупности. Под сканирующим микроскопом в этих осадках среди кокколитового материала нами обнаружены гнезда арагонитовых и гл (рис. 64, д). По всей видимости, они образовались в результате распада раковинного детрита в связи с частичным растворением холодными глубинными водами, спускавшимися с Адриатического бассейна.

Родохрозит встречен в отдельных прослоях верхнечетвертичных осадков Южно-Адриатической, Тирренской, Алжиро-Прованской и Центральной впадин и образовался в процессе диагенеза отложений.

Основная часть карбонатов является биогенной и многие аспекты карбонатообразования определяются количественными колебаниями различных групп организмов и низших водорослей с карбонатной функцией, главным образом кокколитофорид и фораминифер (рис. 64–67, вкл.).

К о к к о л и т о ф о р и д ы. Чаще всего встречаются не цельные коккосферы, а отдельные их пластинки — кокколиты, размеры которых варьируют от 1 до 40 мк. Распространены также кокколиты и менее 1 мк.

В современных условиях массовое развитие кокколитофорид в водной толще отмечается в областях, примыкающих к побережьям Алжира, Прованса, Сардинии (западная часть Тирренского моря) [8]. Их продукция во многом зависит от степени освещенности и температуры.

В поверхностных осадках, по примерным оценкам М.Г. Ушаковой [28, с. 385], большими количествами кокколитов характеризуются высококарбонатные илы на

обширной площади Восточного бассейна, охватывающей Эллинский желоб, Средиземноморский вал, отчасти африканский склон, а также известковые илы западной части Тирренской и северо-западной части Алкиро-Прованской впадины.

Нашими наблюдениями под сканирующим микроскопом выявлено неравномерное распределение кокколитов в разрезах верхнетвертичных осадков западной части Средиземноморского вала (Va-2185, 2203, 1748), Центральной (Va-1450) и Тирренской впадин (Va-325).

На станции Va-2203 массовое развитие кокколитов наблюдается в голоценовом и верхневюрмском горизонте; характерно чередование прослоев с весьма малым и повышенным их количеством (рис. 65, б). Сходные данные получены и в колонке Va-2185 (рис. 65, в).

В колонке Va-1748-2 в массовом количестве кокколиты встречаются в голоценовом горизонте. Один прослой верхневюрмских илов (75–85 см) показал очень мало кокколитов. Немного кокколитов в верхней части средневюрмского горизонта, где залегает прослой сапропелевидного ила (рис. 65, а).

На станции Va-1450 в слабоизвестковых голоценовых илах кокколитов немного. В доголоценовых (вюрм?) однородных сильноизвестковых тонкодисперсных илах мощностью около 8 м кокколитов немного больше. Отчетливо видны признаки их распада, здесь более часты фрагменты, чем целые кокколиты (рис. 64, д).

На Va-325 кокколитами обогащены голоценовые осадки, мало их в верхневюрмском горизонте. Массовое их развитие наблюдается в ряде прослоев межледниковых отложений.

На Принильском склоне встречаются прослои сапропелевидных илов микрослоистой текстуры, содержащие тончайшие прослоечки чистого кокколитового материала [332].

Ф о р а м и н и ф е р ы. По данным Ф.Р. Кюрневой [44], в поверхностных осадках максимальные количества (5000 экз. на 1 г осадка) планктонных фораминифер встречаются в обширной центральной зоне бассейна, а в периферийной зоне глубоководной области примерно в пять раз меньше. Количественное распределение бентосных фораминифер (аглотинирующих и секреторных) по площади довольно сложное, однако в целом тенденция противоположна планктонным. В центральных областях бентосные фораминиферы в сумме достигают до 200 экз., а по периферии — более 2000 экз. на 1 г осадка.

Верхнетвертичные осадки Восточного бассейна характеризуются весьма значительными количественными колебаниями бентосных фораминифер [45]. Существенные количественные изменения отмечены в голоцене и среднем вюрме, где выявлены отчетливые минимумы, приуроченные чаще всего к прослоям сапропелевидных илов.

Верхневюрмские известковые илы характеризуются устойчивыми повышенными количествами бентосных фораминифер.

В Левангийской впадине заметные количества бентосных фораминифер обнаружены в голоценовых карбонатных илах. Верхневюрмские глинистые илы резко ими обеднены (единичные экземпляры).

Мощным источником биогенных карбонатов являются планктонные фораминиферы. В глубоководной области их несравненно больше (в десятки и сотни раз), чем бентосных форм [45]. Как следует из [368, 462 и др.], планктонные фораминиферы испытывают существенные количественные колебания в разрезах, однако их численность обычно повышена в ледниковых горизонтах. Целые раковинки фораминифер концентрируются главным образом в песчано-алевритовых фракциях илов (рис. 62 и 67), составляя около половины их, а нередко и больше. Раковинный детрит присутствует и в пелитовом материале, но количественно учесть его трудно.

В известковых и сильно известковых илах песчаная фракция нередко почти целиком состоит из фораминифер. Надо иметь, однако, в виду, что содержание песчано-алевритового материала в илах составляет чаще меньше 10% и реже достигает нескольких десятков процентов.

Однако отсутствие прямой корреляции между содержаниями CaCO_3 и количеством фораминифер свидетельствует, что не фораминиферы являются главными компонентами биогенных карбонатов.

Раковины птеропод значительную или подавляющую часть биогенных карбонатов составляют лишь в единичных маломощных прослоях (несколько сантиметров).

В целом, для Средиземного моря характерно сочетание биогенного, терригенного и хемогенного карбонатообразования при доминирующей роли биогенного. Организмы (цельные скелеты и обломки) слагают основную часть карбонатного материала, поставляя различные минеральные формы карбонатов. Повышенное поступление терригенных карбонатов присуще для ледниковых эпох из-за активизации эрозии карбонатных толщ, которые покрывают подавляющую площадь водосбора.

В процессе диагенеза местами образуются стяжения, состоящие чаще всего из магнезиального кальцита.

Осаждение карбонатов из водной толщи наиболее активно протекало, вероятнее всего, в теплые засушливые фазы голоцена, среднего вюрма и рисс-вюрма. Остается полностью неясной количественная сторона этого процесса. Вероятнее всего, сколько-нибудь заметной роли в общем балансе карбоната накопления хемогенный кальцит, осаждаемый из водной толщи, не играл. На это указывает тот факт, что в местах, где для протекания этого процесса условия были наиболее благоприятны (южная зона восточной части Средиземного моря), абсолютные массы карбонатов низки. При этом надо иметь в виду, что, судя по данным микроскопического анализа, основную роль там играют кокколиты и фораминиферы.

Характернейшей особенностью карбонатообразования в Средиземном море является некоторое повышение их магнезиальности в осадках семиаридного Восточного бассейна. Наблюдается заметное возрастание магнезиального кальцита в горизонтах, накопившихся в условиях засушливого климата, а также в зоне, тяготеющей к аридному африканскому побережью.

НАКОПЛЕНИЕ И КОНЦЕНТРАЦИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА

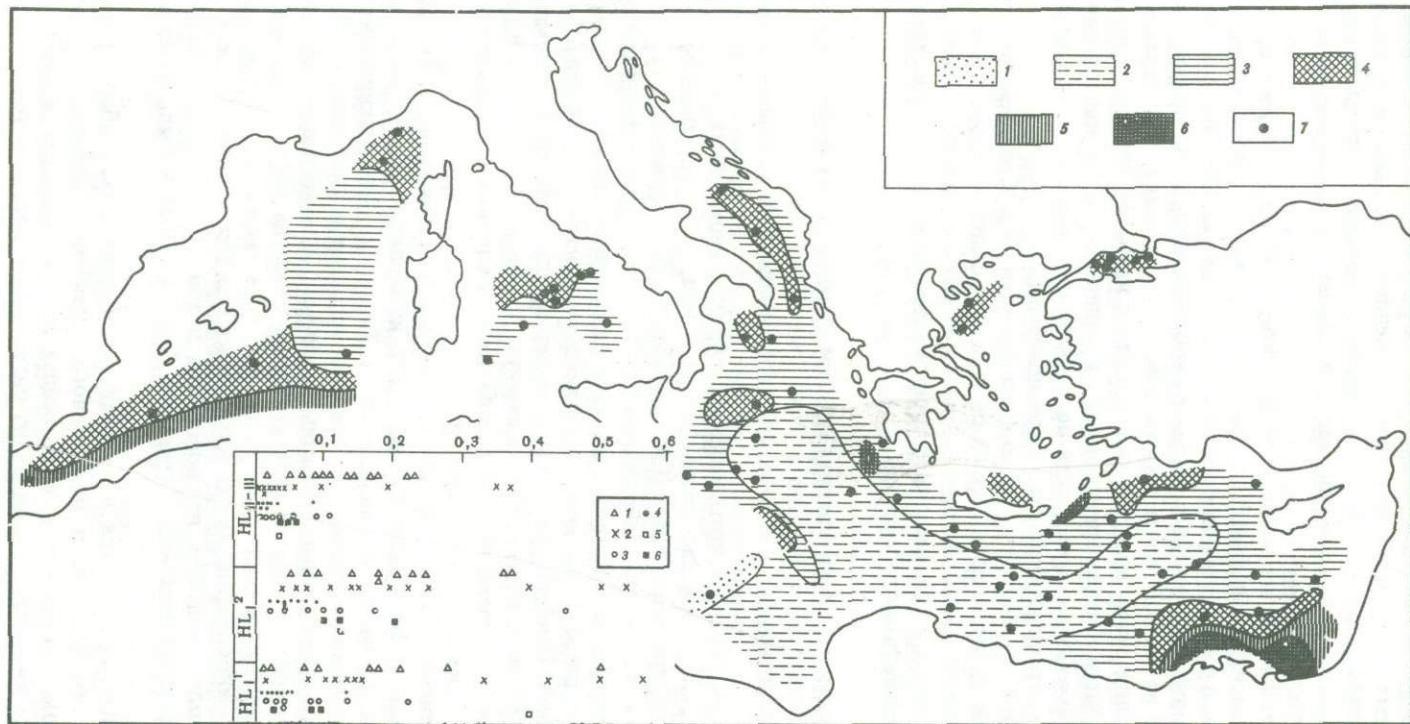
ТЕМПЫ НАКОПЛЕНИЯ

Абсолютные массы органического вещества в средиземноморских осадках впервые получены нами [120]. Они рассчитаны для голоцена, верхнего, среднего и нижнего вюрма по методу, предложенному Н.М. Страховым. Для пересчета C_{org} на органическое вещество вслед за А.Ф. Добрянским (1947 г.) принят коэффициент 1,82.

Как следует из рис. 68, 69, темпы накопления органического вещества в позднем плейстоцене и голоцене были довольно изменчивы, особенно в Восточном и Центральном бассейнах. Наибольшие массы характерны для среднего, а минимальные — для верхнего и нижнего вюрма. Реже минимум приурочен к голоцену. В голоцене, среднем вюрме и рисс-вюрме органика наиболее интенсивно накапливалась во время образования прослоев сапропелевидных илов.

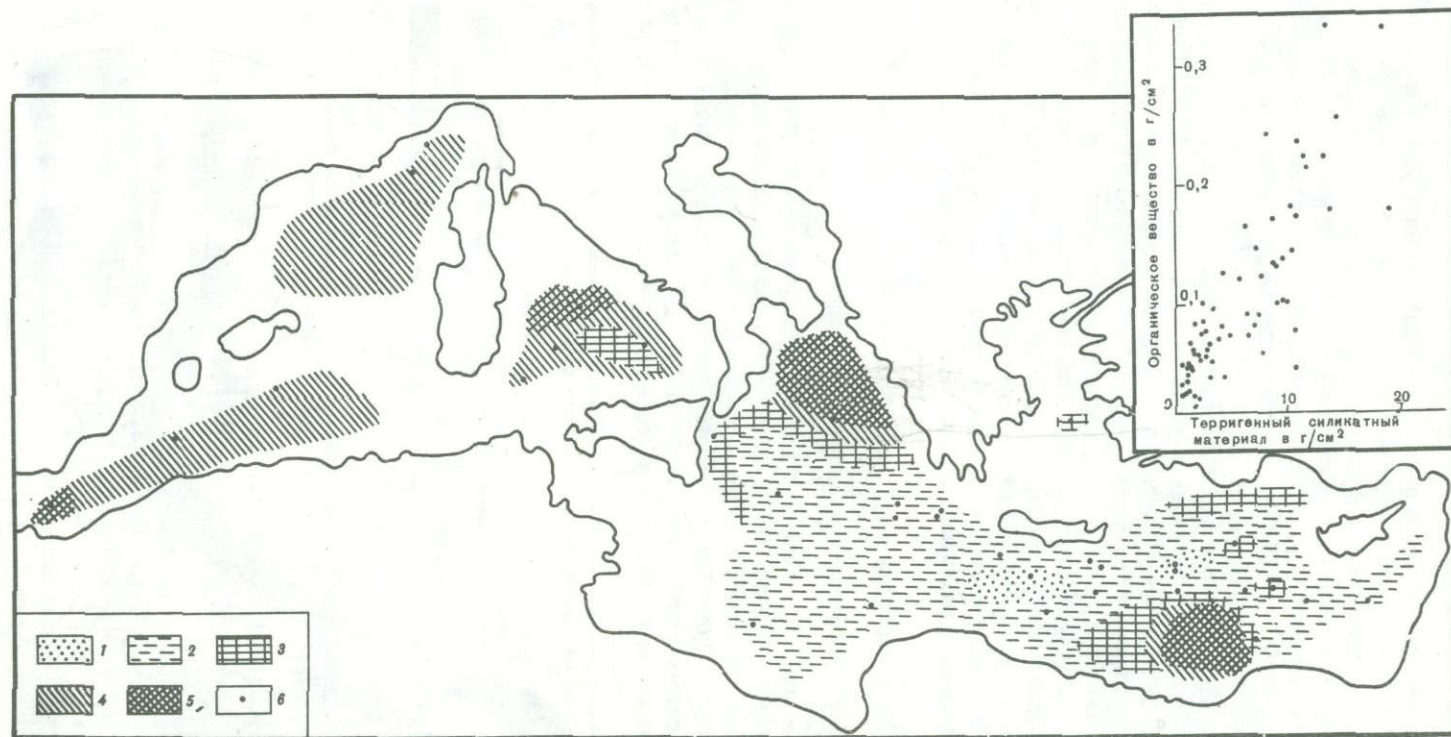
На всех стратиграфических горизонтах весьма значителен градиент скоростей по площади, особенно в Восточном бассейне, где наблюдается более чем 30-кратный перепад величин. Существенно меньше он в Тирренском и Алжиро-Прованском бассейнах. Наибольшие величины, как правило, тягстуют к периферической зоне моря, а низкие — к центральным областям бассейнов. Минимальными абсолютными массами органического вещества на всех этапах голоцена характеризовалась большая часть Центрального и Восточного бассейнов, включающая абиссальную равнину, Восточно-Средиземноморский вал и африканский склон. Таким образом, меньше всего органического вещества накапливалось в той области Средиземного моря, которая на протяжении позднечетвертичного отрезка времени была более засушливой.

На всех этапах проявляется некоторая корреляция между абсолютными массами органического вещества и терригенного силикатного материала, в частности, сходным образом локализуются в бассейнах их минимальные и максимальные величины. Эта особенность указывает на интенсивную поставку терригенной органики в определенные области Средиземного моря, особенно напротив авандельт крупных рек: Нила, По, Роны, Эбро и др. Повышение абсолютных масс органического вещества в периферийной зоне связано, однако, в основном с более интенсивной фоссилизацией планктогенной органики, продукция которой здесь повышена в связи с более интенсивной поставкой питательных солей с водосбора.



Р и с. 68. Абсолютные массы органического вещества в голоцене ($1 \cdot 10^{-2}$ г/см² за 1000 лет)
 1 - 1-3; 2 - 3-5; 3 - 5-10; 4 - 10-20; 5 - 20-30; 6 - > 30;
 7 - местоположение изученных колонок осадков. На врезке - аб-

солютные массы органического вещества в разных подгоризонтах голоцена: 1 - Мраморноморская и Северо-Эгейская впадина, 2 - Критская впадина, 3 - Эллинский желоб, 4 - Восточно-Средиземноморский вал, 5, 6 - Левантийская и Финикийская впадины



Р и с . 69. Абсолютные массы органического вещества в верхнем вьюрме ($1 \cdot 10^{-2}$ г/см² за 1000 лет)

1 - 1-2; 2 - 2-5; 3 - 5-10; 4 - 10-20; 5 - 20; 6 - местополо-

жение изученных станций. Береговая линия соответствует ее положению 20 тыс. лет н. На врезке - зависимость абсолютных масс органического вещества от терригенного силикатного материала

В современных отложениях, по данным Е.М. Емельянова [21] и нашим исследованиям, содержания $C_{орг}$ находятся в пределах 0,2–1,6% (0,4–0,8% в глубоководной области).

Более обогащены органическим веществом осадки гумидных бассейнов. Причина коренится не только в более интенсивном поступлении терригенной органики, но и в более высокой биологической продуктивности этих бассейнов.

В верхнечетвертичных осадках, по нашим и зарубежным данным [122, 377, 261], количественные колебания $C_{орг}$ много больше, чем в современных отложениях и находятся в пределах 0,1–10,8%. Как показали определения более чем в 200 колонках осадков (рис. 58) (рис. 10, 23, 24, 28, 30, 31, 33, 34, 35) [122].

Распределение органического вещества в верхнечетвертичных осадках существенно меняется от бассейна к бассейну и нередко в их пределах [122]. Содержания $C_{орг}$ в большей части разреза близки к величинам, наблюдаемым в современных отложениях. Существенно повышены они лишь в маломощных прослоях карбонатных илов, залегающих в голоценовом, средневюрмском, ресс-вюрмском и других межледниковых горизонтах. Эти прослои широко распространены в Центральном и Восточном и ограничено – в Тирренском и Алжиро-Прованском бассейнах. Относительно обогащены органическим веществом также илы, сложенные нильскими наносами, которые образуют разной мощности прослои на Принильском склоне и в Левантийской впадине на различных стратиграфических уровнях.

САПРОПЕЛЕВИДНЫЕ ИЛЫ И ИХ ОБРАЗОВАНИЕ

Особенности строения и литологического состава

Сапропелевидные илы, встречающиеся в голоцене, среднем вюрме, ресс-вюрме выделяются характерным грязно темно-зеленым, иногда буроватым цветом. Это, как правило, маломощные горизонты, превышающие 10 см. Чаще их мощность составляет несколько см. Однако в некоторых глубоководных впадинах, у подножья склонов в подводных долинах она достигает 150–200 см. В составе таких прослоев обычно залегают серии турбидитов, чередующихся с пелагическими отложениями.

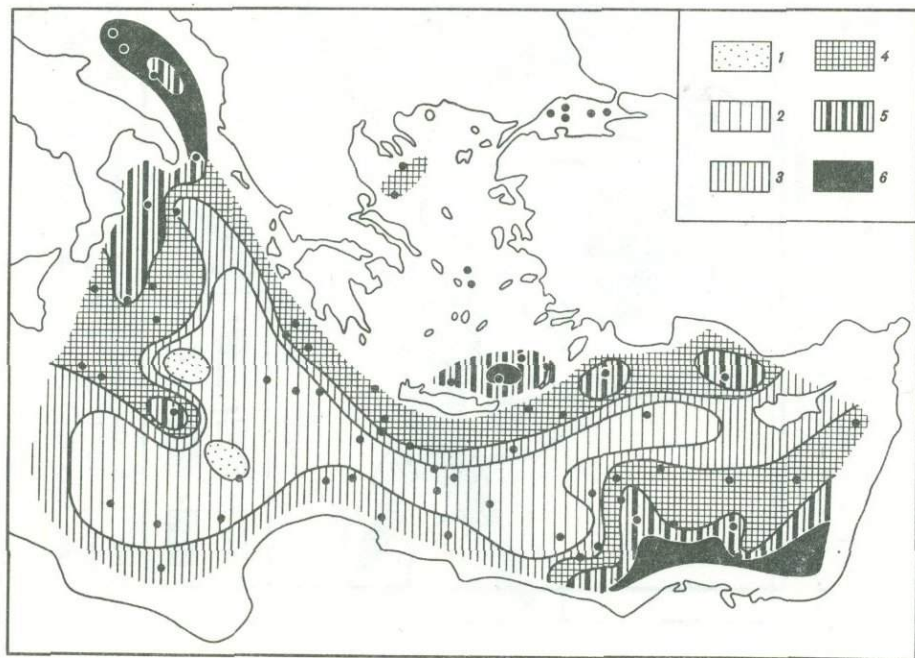
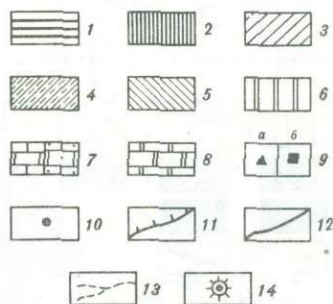
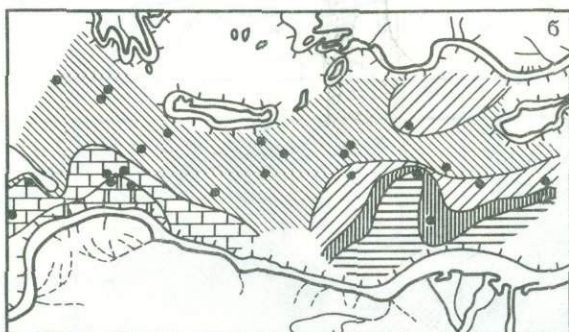
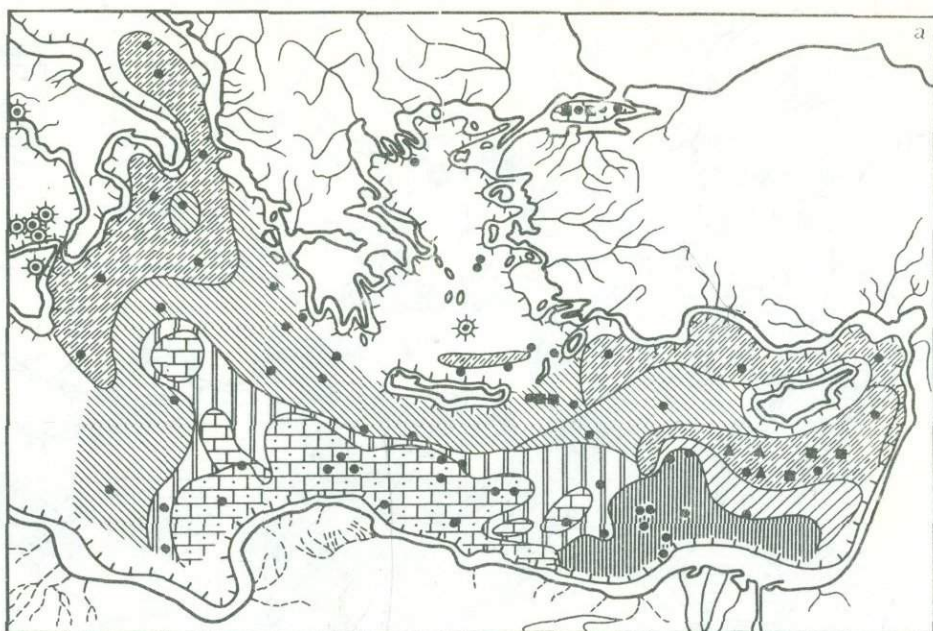


Рис. 70. Мощности нижнеголоценового сапропелевидного прослоя

1 – нет прослоев; 2 – < 5; 3 – 5–20; 4 – 10–20; 5 – 20–40; 6 – > 40 см. Черные кружки – местоположение станций



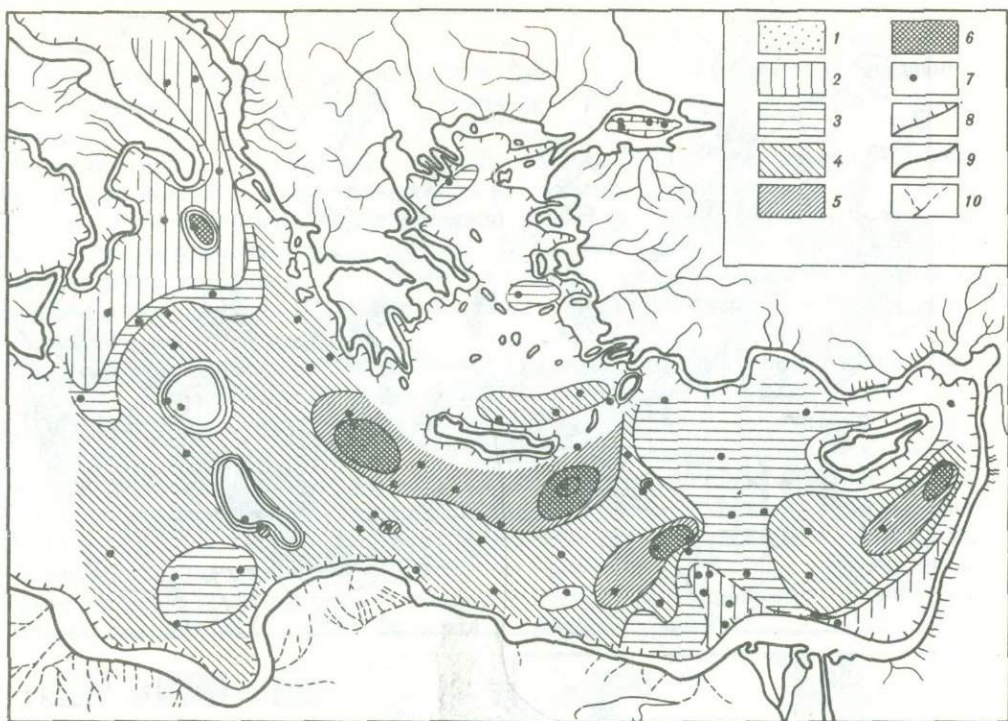
Р и с. 72. Литологические схемы прослоев сапропелевидных илов и их стратиграфических аналогов

а — нижнеголоценовый; *б* — среднеэоценовый: 1 — бескарбонатные терригенные илы с прослоями слабоизвестковых органогенно-обломочных илов; 2 — переслаивание бескарбонатных терригенных и слабоизвестковых органогенно-обломочных пелитовых илов; 3 — слабоизвестковые органогенно-обломочные, в основном пелитовые, илы; 4 — переслаивание бескарбонатных, слабоизвестковых и известковых илов; 5 — известковые фораминиферо-кокколитовые в основном алевроново-пелитовые илы; 6 — то же, что и 5, но с прослоями сильноизвестковых илов; 7 — сильноизвестковые фораминиферо-кокколитовые алевроново-пелитовые илы с заметной примесью птеропод; 8 — то же, но с прослоями известковых илов; 9 — илы: *а* — слабожелезистые, *б* — слабомарганцовистые; 10 — местоположение изученных станций; 11 — край шельфа; 12 — береговая линия во время накопления сапропелевидных илов (предположительно); 13 — предполагаемая речная сеть; 14 — надводные вулканы

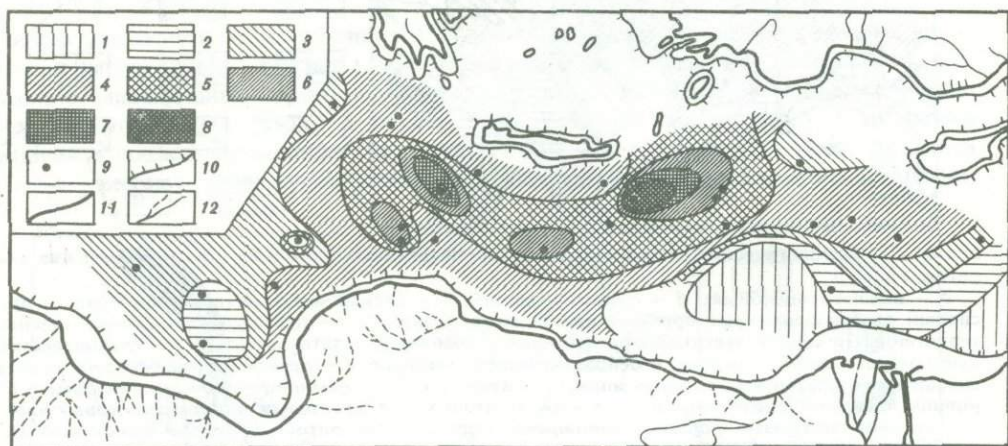
Местами обнаружены следы переотложения, оползания. Довольно мощный сапропелевидный прослой (85 см), встреченный в среднем эоценое сложен нормальной микрослоистой серией диатомового ила (Va-1319).

В пределах отдельных стратиграфических горизонтов мощности прослоев варьируют в широких пределах (1–85 см, 1–50 см и т.д.). Мощность рисс-эоценовых прослоев чаще всего составляет 5–15 см, среднеэоценовых и голоценовых — 3–10 см (рис. 70).

Сапропелевидные илы отличаются явной и скрытой микрослоистостью (рис. 71, вкл.). Резко микрослоисты среднеэоценовые и рисс-эоценовые прослои. Обычно микро- и тонкослоисты мощные горизонты сапропелевидных илов, встречаемые в глубоководных впадинах Эллинского желоба, ряде районов Принильского континентального склона и Левантийской впадины, т.е. там, где активно протекают процессы переотложения или происходит периодическое интенсивное накопление терригенного материала. Одновозрастные сапропелевидные прослои литологически также



а



б

Р и с. 73. Распределение $C_{орг}$ в прослоях сапропелевидных илов (% от сухого осадка)

а – нижнеолюценовый: 1 – $< 0,5$; 2 – $0,5-1,0$; 3 – $1,0-1,5$; 4 – $1,5-2,0$; 5 – $2,0-2,5$; 6 – $2,5-3,0$; 7 – местоположение изученных станций; 8 – край шельфа, 9 – береговая линия во время накопления сапропелевидного прослоя; 10 – предполагаемая речная сеть

б – верхний прослой сапропелевидного горизонта: 1 – $< 1,0$; 2 – $1,0-1,5$; 3 – $1,5-2,0$; 4 – $2,0-2,5$; 5 – $2,5-3,0$; 6 – $3,0-5,0$; 7 – $5,0-7,0$; 8 – $> 7,0$; 9 – местоположение изученных станций и величины $C_{орг}$; 10 – край шельфа; 11 – береговая линия во время накопления сапропелевидных илов; 12 – предполагаемая речная сеть

неоднородны. Как показывают фациальные схемы, составленные для нижнеолюценового и одного из среднеюрмских прослоев (рис. 72), они сложены от слабо- до сильноизвестковых илов. Неодинаково в разных областях бассейна они обогащены и органическим веществом (рис. 73). Изменчив состав глинистого и карбонатного материала. Эти особенности свидетельствуют о наложенном характере обогащения илов органическим веществом, что может иметь место лишь при решающем значении планктогенной органики. Если бы основную роль играл терригенный гумус, то накапливались бы бескарбонатные или слабоизвестковые сапропелевидные илы. Реаль-

Таблица 18. Химический состав нижнеголоценовых сапропелевидных илов Восточного Средиземноморья

Бассейн, область	Содержание, %								
	CaCO ₃			C _{орг}			Fe		
	а	б	в	а	б	в	а	б	в
Мраморное море	12,42–23,88	5	15,39	1,03–2,10	5	1,35	4,66	1	4,66
Эгейское море	22,40–53,61	5	38,10	1,01–1,69	5	1,34	2,57–3,68	4	3,20
Эллинский желоб	38,71–47,17	7	42,30	1,24–3,83	9	2,31	3,13	4	3,18
Восточно-Средиземноморский вал	35,25–51,40	5	43,96	1,4–2,43	5	1,96	2,78–3,46	2	3,12
Срединное плато	60,61–63,16	6	61,60	1,37–3,28	6	2,39	—	—	—
Африканский склон	47,08–67,77	8	58,88	1,24–2,32	8	1,64	2,29–2,59	2	2,44
Принильская область	20,92–51,51	6	35,99	1,2–2,90	8	1,78	2,98–3,04	2	3,01
Финикийская впадина	27,51–35,93	4	31,04	1,8–2,79	4	2,45	4,44–5,09	3	4,68
Центральная впадина	23,22–34,30	9	30,13	0,42–1,82	9	0,98	3,20–3,94	4	3,45
Южно-Адриатическая впадина	29,43–30,61	2	30,02	0,94–1,02	2	0,98	3,58–3,85	2	3,71

Таблица 18 (окончание)

Бассейн, область	Содержание, %											
	Mn			Ti			SiO ₂ аморф			P		
	а	б	в	а	б	в	а	б	в	а	б	в
Мраморное море	0,44	1	0,44	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Эгейское море	0,05–0,37	4	0,25	0,21–0,27	4	0,24	0,75	1	0,75	—	—	—
Эллинский желоб	0,046–0,63	4	0,32	0,20–0,26	4	0,23	—	—	—	—	—	—
Восточно-Средиземноморский вал	0,046–0,051	2	0,048	0,27–0,28	2	0,27	0,88	1	0,88	0,056	1	0,056
Срединное плато	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Африканский склон	0,046–0,068	2	0,057	0,19–0,25	2	0,22	0,62	1	0,62	0,061	1	0,001
Принильская область	0,054–0,24	2	0,15	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Финикийская впадина	0,05–0,29	3	0,13	0,35–0,41	3	0,37	0,66	1	0,66	—	—	—
Центральная впадина	0,13–0,68	4	0,28	0,29–0,34	4	0,32	0,61–0,92	2	0,76	—	—	—
Южно-Адриатическая впадина	0,13–0,13	2	0,13	0,27–0,29	2	0,28	—	—	—	—	—	—

Примечание. а — пределы колебаний, б — число определений, в — среднее.

Т а б л и ц а 19

Средний химический состав среднеюрмских сапропелевидных илов Восточного и Центрального бассейнов

Бассейн, область	Содержание, %								
	CaCO ₃			C _{орг}			Fe		
	а	б	в	а	б	в	а	б	в
Эллинский желоб	15,52	28	38,99	1,1-10,82	26	3,27	-	-	-
Средиземноморский вал	12,60-58,79	19	33,62	1,81-7,37	17	4,77	1,28-5,43	8	2,91
Срединное плато	49,33-59,11	6	52,40	1,08-5,12	6	3,02	-	-	-
Африканский склон	36,62-57,83	9	49,39	1,08-4,50	9	1,99	1,95-2,74	4	2,44
Принильская область и Левантийская впадина	5,0-28,0	10	20,60	1,5-5,1	10	2,72	-	-	-
Финикийская впадина и прилегающие районы	24,81-29,63	3	27,24	1,2-2,03	3	1,88	4,47-5,45	3	5,00
Центральная впадина	15-30	5	21,8	1,1-3,3	3	2,01	-	-	-

Т а б л и ц а 19 (окончание)

Бассейн, область	Содержание, %											
	Mn			Ti			SiO ₂ аморф			P		
	а	б	в	а	б	в	а	б	в	а	б	в
Эллинский желоб	-	-	-	-	-	-	0,81	1	0,81	0,05-0,13	25	0,87
Средиземноморский вал	0,020-0,089	8	0,57	0,06-0,30	8	0,20	1,33-33,21	4	22,23	0,15-0,45	5	0,21
Срединное плато	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Африканский склон	0,038-0,070	4	0,14	0,15-0,31	4	0,254	0,65-1,11	2	0,90	0,044-0,054	4	0,049
Принильская область и Левантийская впадина	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,1-0,28	8	0,15
Финикийская впадина и прилегающие районы	0,11-0,18	3	0,14	0,38-0,45	3	0,42	-	-	-	-	-	-
Центральная впадина	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,10-0,33	3	0,21

П р и м е ч а н и е. а - пределы колебаний, б - число определений, в - среднее.

ная картина, однако, иная, — наибольшие содержания $C_{орг}$ тяготеют к высококарбонатным илам.

В некоторых районах отмечается лишь слабое снижение карбонатности сапропелевидных илов по сравнению с окружающими отложениями. Это является показателем возрастания объемов речного стока и лишь некоторого усиления терригенной аккумуляции. Важнее, однако, другое. В теплые влажные этапы плейстоцена и голоцена речные воды существенно обогащались питательными солями. Более интенсивное поступление в бассейн этих вод непосредственным образом сказалось на повышении биологической продуктивности и более активной фоссилизации планктогенной органики в осадках.

Микрослоистая текстура своим происхождением обязана чередованию микропрослоек сапропелевого и глинисто-карбонатного вещества. Местами встречаются микропрослойки переотложенных фораминифер и другого раковинного, а также разнородного глинистого и алевроитового обломочного материала. В редких случаях залегают микропрослойки вулканического стекла или скелетов диатомей (рис. 71).

Разновозрастные сапропелевидные илы литологически неоднородны. Они неодинаково обогащены органическим веществом, различны в них содержания карбонатов, железа, марганца и микроэлементов (табл. 18, 19, 20). Есть разница и в гранулометрическом составе.

На большей площади Центрального и Восточного бассейнов эти прослойки представлены известковыми и сильноизвестковыми пелитовыми и алевроитово-пелитовыми (реже мелкоалевритовыми) илами. В некоторых районах Южно-Апеннинского и Принильского склона наряду с высококарбонатными распространены слабоизвестковые сапропелевидные илы.

Содержания, состав и источники органического вещества

По нашим и зарубежным данным [377, 442], в верхнечетвертичных прослоях сапропелевидных илов содержания $C_{орг}$ колеблются от 1 до 10,8%. В ресс-вюрме они составляют 1,5–5,8% (чаще 1,5–3%), в среднем вюрме — 1–10,8 (чаще 2–4,5), в голоцене — 0,85–3,8% (чаще — 1,5–3%).

Распределение $C_{орг}$ в вертикальном разрезе прослоев довольно разнообразно. Так, в ресс-вюрмских прослоях более высокие содержания приурочены то к верхней, то к нижней частям разреза: в самом нижнем из средневюрмских прослоев более бедна органикой чаще всего подошва. В других прослоях обеднена средняя часть. Амплитуда колебаний составляет от долей до нескольких процентов.

В нижнеголоценовом сапропелевидном прослое, залегающем на Южно-Критском континентальном склоне, по нашим данным $C_{орг}$ изменяется от 1,8 до 2,68%, достигая максимума у подошвы. Подобная картина выявлена во впадинах Эллинского желоба, а противоположная — в Финикийской впадине. В ряде районов количественные колебания $C_{орг}$ не обнаруживают ясной тенденции.

Данные по составу органического вещества весьма немногочисленны. По нашей просьбе В.Н. Флоровской и Ю.Н. Гурским [114] изучен групповой состав органического вещества всего в одной колонке, взятой с африканского склона (Va-360, глубина 2031 м). Как следует из табл. 21, в сапропелевидных илах битуминозных и гуминовых веществ содержится в несколько десятков раз больше по сравнению с вмещающими илами. Особенно высока доля гуминовых веществ. В нижнеголоценовом прослое сапропелевидного ила они составляют около 53%, а в средневюрмском — примерно от 36 до 70% органического вещества, резко возрастая кверху прослоя. Заметим, что по результатам исследований тех же авторов в одной из колонок, взятой из глубоководной части Черного моря в древнечерноморской микрослоистой глине гуминовых кислот около 26, а в сапропелевом илу — 30%.

Как показал Е.А. Романкевич, "в пределах подводной окраины континентов большая часть гуминовых и фульвокислот формируется *in situ* при разложении органических веществ низших водорослей..." (107, с. 220). Гумификация, таким образом, является важнейшим показателем трансформации органического вещества в Мировом океане.

Высокие содержания гуминовых кислот в средиземноморских осадках указывают на существенное преобразование ОВ. Оно более трансформировано, чем в древнечерноморских осадках Черного моря. Об этом свидетельствуют и пониженные вели-

Таблица 20

Средний химический состав ресс-вюрмских сапропелевидных илов Восточного и Центрального бассейнов

Бассейн, область	Содержание, %								
	CaCO ₃			C _{орг}			Г		
	а	б	в	а	б	в	а	б	в
Эллинский желоб	20-45	15	39,67	1,8-4,2	14	2,52	0,05-0,13	13	0,081
Средиземноморский вал	32-55	6	40,5	1,7-5,8	6	2,60	0,10-0,38	6	0,18
Принильская область и Левантийская впадина	23-52	7	36,71	1,0-3,0	7	2,37	0,10-0,15	7	0,13
Центральная впадина	30-33	3	31,67	1,7-2,7	3	2,2	0,10-0,12	3	0,11

Примечание. а — пределы колебаний, б — число определений, в — среднее.

Таблица 21

Групповой состав органического вещества глубоководных верхнечетвертичных осадков Центрального бассейна Средиземного моря (ст. Va-360) [114] (% на сухой осадок)

Горизонт, см	Тип илов*	Возраст*	C _{орг} *	Фракция битуминозного вещества		Гуминовые вещества
				Хлороформенная	Спиртобензольная	
0-7	п. изв.	Н _I	0,2	0,001	0,004	0,0
12-14	п. с. изв. с.м.		0,3	0,0	0,005	—
14-18	"		0,7	0,00	0,002	0,0
18-23	п. сапр.		1,9	0,002	0,09	1,85
23-29	а.-п. изв.		0,5	0,05	0,02	0,0
29-35	а.-п. изв.	W _{II}	0,5	0,002	0,01	—
99-105	"		—	0,00	0,005	—
161-167	"		0,3	0,002	0,002	0,0
186-192	"		0,3	0,00	0,005	—
203-208	п. изв. сапр.	W _{I/II}	1,6	0,007	0,08	2,05
208-214	"		2,4	0,005	0,12	1,50
214-219	"		1,7	0,004	0,234	сл.
219-222	п. изв.		0,3	0,00	0,005	0,0
222-230	п. изв.		0,3	0,00	0,002	0,0

* Типы осадков, возраст, содержания C_{орг} по данным К.М. Шимкуса.

чины соотношения C/W, — от 10 до 12 [377]. Для перидиниевого фитопланктона они обычно находятся в пределах от 17,7 до 24,5 ([55], с. 47). Существенные изменения органических остатков видны в шлифах, изготовленных из высушенных образцов сапропелевидных илов. Органическое вещество, как правило, представлено желто-бурой аморфной массой с малым количеством форменных остатков (рис. 74, вкл.).

Примерно исходные содержания органического вещества в разновозрастных сапропелевидных прослоях подсчитаны нами по методу Н.М. Страхова и Э.С. Залманзон [107]. При этом оценен расход органического вещества на преобразование окисного железа на закисное и на связывание последнего в пирит (марказит). Содержания разных форм железа заимствованы у В.Ф. Севастьянова [103]. Расчеты показали (табл. 22), что исходные содержания органического вещества в разных районах восточной части Средиземного моря выше остаточных в 2-5 раз, т.е. находились в пределах от 3 до 20-30% C_{орг}.

Таблица 22

Примерные исходные содержания $S_{орг}$ в прослоях сапропелевидных илов (расчетные данные)

Станция	Горизонт, см	Возраст осадков	Содержания форм железа (% от сухого осадка)			Расход $S_{орг}$ на редукцию (% от сухого осадка)		$S_{орг}$ (ост.), %	$S_{орг}$ (исх.), %
			Fe^{++}	Fe^{++} пир.	Fe^{+++}	а	б		
Va-1319	18-20	H1	0,48	0,65	0,35	1,05	5,85	2,50	9,40
	78-84	W _{I/II}	0,45	1,39	0,25	0,99	12,51	3,75	17,25
	171-180		0,10	0,77	0,20	0,22	6,93	7,35	14,50
Va-1328	35-40	H1	0,20	0,93	0,19	0,44	8,37	2,68	11,49
	293-301	W _{I/II}	0,25	0,98	0,05	0,55	8,82	4,15	13,52
Va-1334	28-34	H1	0,41	0,41	0,02	0,90	3,69	1,35	5,94

Примечание. а — на редукцию Fe^{3+} в Fe^{2+} , б — на образование пирита.

В сапропелевидных илах, как и в верхнечетвертичных осадках в целом органическое вещество гетерогенное: подавляющая его часть планктогенная, однако всегда содержится также примесь терригенной органики: мелкий растительный детрит, споры и пыльца. Количества пыльцы в сапропелевидных илах резко повышены по сравнению с окружающими осадками [43]. Планктогенная органика, как правило, сильно переработана, в шлифах иногда удается распознать фекальные комки, переполненные кокколитами. В редких случаях в сапропелевидных илах наблюдается массовое развитие диатомей.

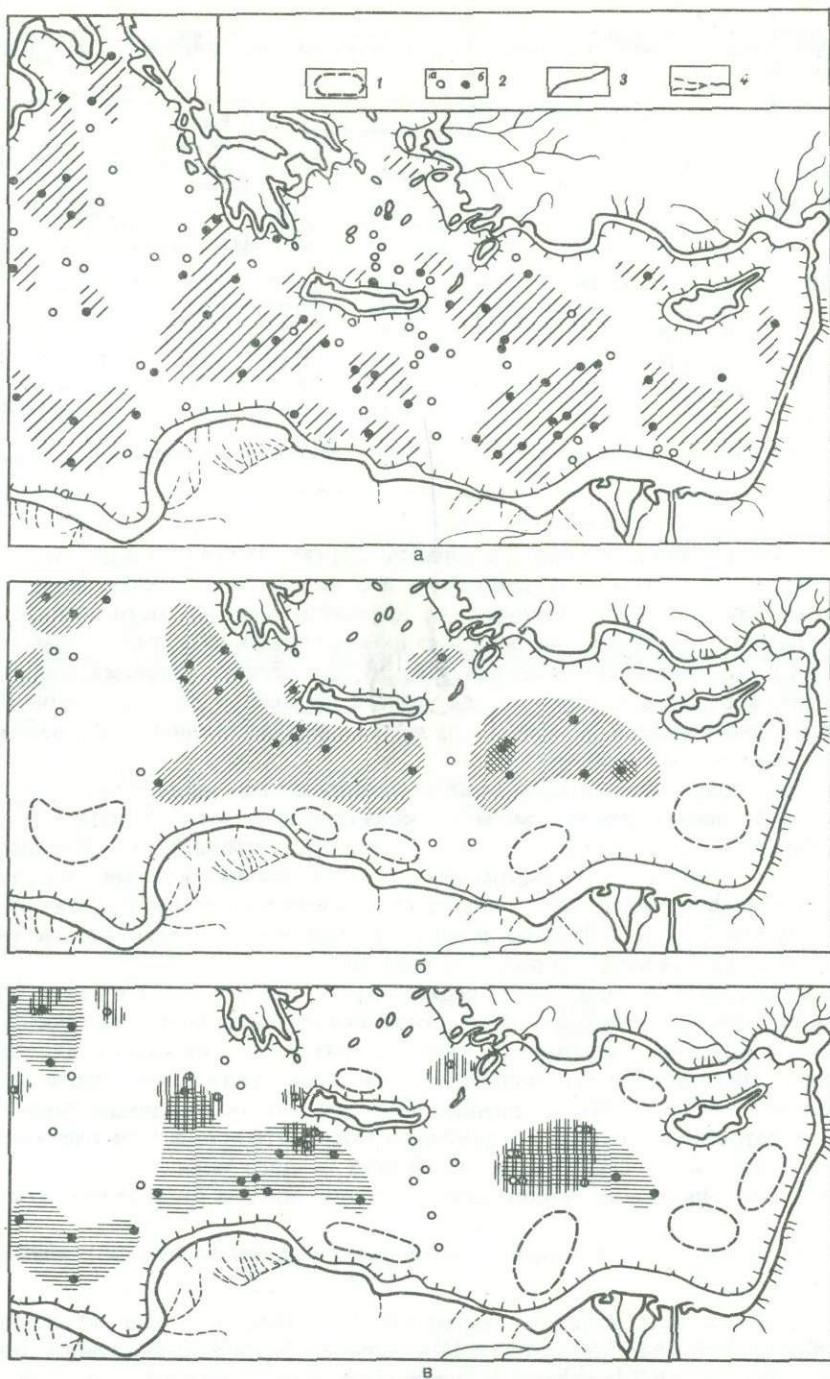
Главными компонентами современного фитопланктона являются динофлагелляты (9 мг/м^3), диатомовые ($3,5 \text{ мг/м}^3$) и кокколитофориды ($1,6 \text{ мг/м}^3$) [8]. Среди них наиболее богаты органикой динофлагелляты. Перидиниевый фитопланктон, очевидно, был основным источником планктонной органики и во время формирования сапропелевидных илов. Из-за сильного диагенетического преобразования органических остатков сохранилось мало цельных перидиней. В заметных количествах они местами наблюдаются выше сапропелевидных илов.

В ряде районов восточной части Средиземного моря (Va-1319) в начале среднего вюрма в составе фитопланктона явно доминировали диатомовые водоросли, на что указывает накопление диатомовых сапропелевых илов. Поскольку для развития диатомовых требуется гораздо больше питательных веществ по сравнению с другими группами водорослей [55], отмеченный факт говорит об исключительно больших запасах нитратов и фосфатов в Средиземном море в это время. Они, очевидно, были примерно такие, как в северо-западной области Черного моря в позднем и среднем голоцене, когда на склоне накапливались слабокремнистые диатомовые илы [125].

Распространение сапропелевидных прослоев в стратиграфическом разрезе и по площади

Сапропелевидные илы являются характерной составной частью межледниковых отложений плейстоцена Восточного и Центрального бассейнов. Местами в этих осадках они встречаются в Тирренской и Алжиро-Прованской впадинах.

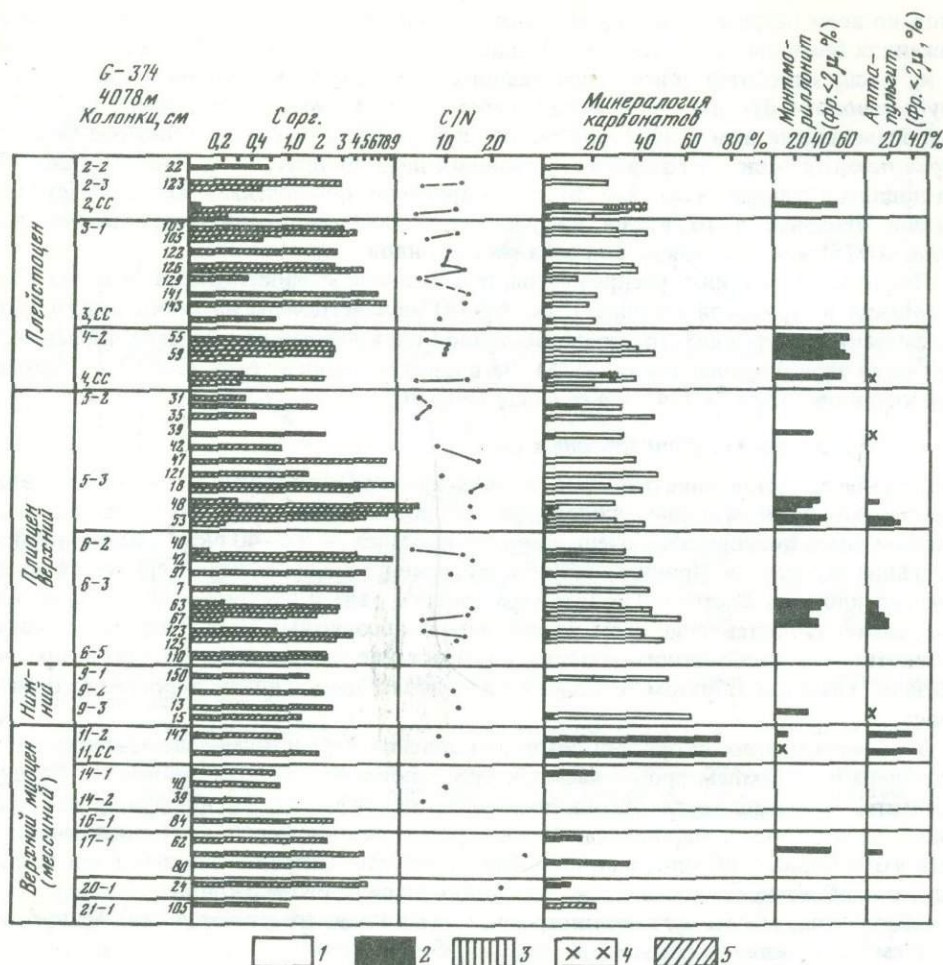
В разрезах верхнечетвертичных осадков единичный прослой залегает среди нижнеголоценовых и серии прослоев (2-5) в средневюрмских и ресс-вюрмских отложениях. Как показали радиоуглеродные датировки (см. гл. III), нижнеголоценовый сапропелевидный прослой образовался примерно 7-9 тыс. лет назад, причем почти синхронно на обширной площади Восточного Средиземноморья, включая Восточный, Центральный бассейны, Мраморное, Эгейское, Адриатическое моря (рис. 75, а). Корреляция прослоев сапропелевидных илов, встреченных в среднем вюрме, ресс-вюрме и других отложениях среднеледниковой и межледниковой довольно затруднительна. Она осуществлена лишь для нескольких прослоев средневюрмских отложений, опираясь на литологические особенности, характер распределения $S_{орг}$ в пределах прослоя и немногочисленные радиоуглеродные датировки и величины возраста,



Р и с. 75. Площадное распространение отдельных прослоев сапропелевидных илов
а – возрастом около 7–9 тыс. лет н.; *б* – возрастом около 31–32 и 34–36 тыс. лет; *в* – возрастом 48–50 тыс. лет; 1 – предполагаемые поля распространения; 2 – станция исследований; *а* – прослой нег, *б* – прослой найдены; 3 – край шельфа; 4 – предполагаемая речная сеть

рассчитанные по средним скоростям осадконакопления в среднем вьюрме и рисс-вьюрме. Таким путем выявлено несколько периодов обогащения осадков на обширных площадях Восточного Средиземноморья как в среднем вьюрме, так и рисс-вьюрме. В частности, около 32–33 и 44–45 тыс. лет назад произошло относительное обогащение осадков органическим веществом не только в Восточном и Центральном, но и в некоторых областях Алжиро-Прованского и Тирренского бассейнов.

Продолжительность формирования прослоев сапропелевидных илов разного



Р и с. 76. Распределение и состав сапропелевидных илов в разрезе верхнекайнозойских отложений Центральной впадины Средиземного моря (по данным изучения скважин глубоководного бурения)

1 - кальцит, 2 - доломит, 3 - арагонит, 4 - магнизиальный кальцит, 5 - магнетит

возраста не была одинаковой. Расчеты по средним скоростям осадконакопления показывают, что она чаще составляла от 1,5 до 3 тыс. и реже - 10 тыс. лет и более. Величины скоростей, как показали определения изотопов U и Th в прослоях сапропелевидных илов 6 колонок из Восточного и Центрального бассейнов [515], довольно изменчивы. В пределах одного слоя они колеблются от 0,8 до 2,6 см/1000 лет, то повышаясь, то снижаясь.

Схемы площадного распространения отдельных прослоев сапропелевидных илов показывают (рис. 75), что осадки, обогащенные органическим веществом не покрывают сплошь все дно моря, а образуют различного размера поля на разнообразных морфоструктурах дна: в желобах, на континентальном склоне, Восточно-Средиземноморском валу, обширных впадинах. Их локализация, таким образом, не контролируется ни морфологией дна, ни глубиной моря.

Обращает внимание и другая особенность - неполное совпадение пространственного расположения полей разновозрастных сапропелевидных илов. В то время как некоторые из них тяготеют примерно к одной и той же области. (они располагаются в центральной зоне моря), положение других заметно варьирует (периферическая зона). В своем пространственном размещении поля сапропелевидных илов весьма напоминают расположение основных циклонических круговоротов современных поверхностных вод [92], а в некоторых местах прямо совмещаются с ними.

Характерно весьма неравномерное распределение прослоев сапропелевидных

илов во всем разрезе плейстоцена. Хотя наиболее широко они распространены в отложениях биозоны *Emiliana huxleyi*, однако имеются области, где они не встречаются. К их числу относится абиссальная равнина Центральной котловины. Как показало глубоководное бурение в 13 и 42А рейсах нис "Гломар Челленджер" [308, 309] сапропелевидные илы в этой котловине образуют ряд прослоев в биозоне *Gephyrocapsa oceanica* чаще всего далеко отстоящих друг от друга (скв. G-374) (рис. 77). На поднятии Флоренс (скв. G-376) серии прослоев приурочены к верхней части указанной биозоны, в то время как на западе Восточно-Средиземноморского вала (скв. G-125) вся она лишена сапропелевидных илов.

По-разному эти илы распределены и в биозоне *Pseudoemiliana lacunosa*. Так, например, в Критской впадине (скв. G-378) они встречены на нескольких стратиграфических ее уровнях, на западе Восточно-Средиземноморского вала лишь в верхней части этой биозоны (скв. G-125), на поднятии Флоренс (скв. G-376) и Центральной котловине (скв. G-374) — в ее низах (рис. 76).

Образование сапропелевидных илов

Примерное представление о темпах накопления сапропелевидных илов дают сведения, полученные нами для нижнеголоценового прослоя (рис. 77). Абсолютные массы осадков здесь колеблются в очень широких пределах, — 0,6–40 г/см². Максимальные величины тяготеют к Принильской области, а минимальными характеризуется подавляющая площадь Восточно-Средиземноморского вала и африканского склона. Как показывает сопоставление схем распределения абсолютных масс осадков с массами силикатного и карбонатного материала возрастание темпов седиментации в прослое связано, главным образом, с более интенсивным накоплением терригенного материала.

В области низких скоростей осадконакопления терригенная седиментация резко ослаблена и по темпам приближается к биогенному карбонатообразованию. Следует отметить, что амплитуда абсолютных масс терригенного силикатного материала много меньше, чем у карбонатов. Именно резко неравномерным накоплением силикатного материала обусловлено появление в прослое сапропелевидных илов различных по карбонатности типов илов, — от слабо- до сильноизвестковых.

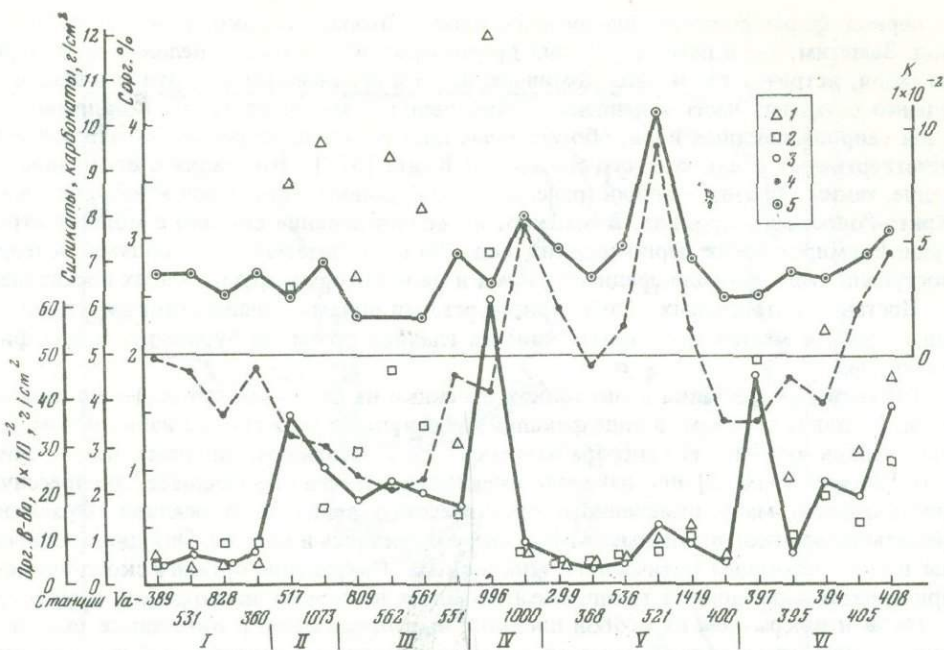
Абсолютные массы органического вещества в плане изменяются от 0,02 до более 0,7 г/см², составляя на большей площади 0,05–0,15 г/см².

Наибольшие содержания $C_{орг}$ встречены в тех местах, где темпы накопления органического вещества средние или повышены, а абсолютные массы силикатного материала резко понижены (снижены там и массы карбонатов). Таким образом, важнейшей предпосылкой обогащения илов органическим веществом явилась повышенная его поставка на дно на фоне ослабленного поступления силикатного и карбонатного материала. Такой процесс возможен лишь в случае более интенсивного продуцирования планктогенной органики, причем не всякой, а существенно обедненной биогенными карбонатами, т.е. состоящей, главным образом, из остатков динофлагеллят, главных продуцентов органического вещества в Средиземном море.

В голоцене во время формирования сапропелевидных илов темпы накопления терригенного материала были существенно меньше, а органического вещества гораздо больше, по сравнению с другими его этапами (рис. 68). Подобная картина является для среднего вюрма и для рисс-вюрма. Таким образом, периоды обогащения осадков органическим веществом, были периодами интенсивной фоссилизации планктогенной органики на фоне ослабленного ее разбавления прежде всего терригенным материалом.

Образование нижнеголоценового прослоя сапропелевидных илов по времени совпадает с фландрской трансгрессией океанских вод и возобновлением водообмена Средиземного моря с Черноморским бассейном, а также существенным увлажнением всего водосбора Восточного Средиземноморья, включая и африканское побережье (см. главу II). Все это способствовало резкому увеличению объемов питательных солей прежде всего в Восточном и Центральном бассейнах и некоторому распреснению поверхностного слоя вод, что устанавливается по составу планктонных фораминифер и изотопам кислорода [529, 531, 532, 533].

В сходных палеогеографических условиях формировались сапропелевидные илы среднеледниковых и межледниковых отложений как в позднечетвертичное время,



Р и с. 77. Соотношение абсолютных масс осадков и их основных компонентов в нижнеплиоценовом сапропелевидном прослое

Абсолютные массы: 1 — терригенный силикатный материал ($\text{г}/\text{см}^2$); 2 — карбонаты ($\text{г}/\text{см}^2$); 3 — органическое вещество ($1 \cdot 10^{-2} \text{ г}/\text{см}^2$); 4 — содержание $\text{C}_{\text{орг}}$; 5 — численное соотношение абсолютных масс органического вещества с суммой абсолютных масс силикатного материала и карбонатов: I — африканский склон, II — Мраморное и Эгейское моря, III — Южно-Адриатическая впадина и северная область Центральной впадины, IV — Эллинская система впадин, V — Восточно-Средиземноморский вал, VI — Принильская область

так и в плейстоцене в целом. Обращает внимание, что в среднем вюрме большинство прослоев формировалось в условиях теплого умеренного климата, а в ресс-вюрме — в максимум тепла (см. рис. 10). Вероятно, это общая закономерность, присущая среднеледниковым и межледниковым сапропелевидным илам.

Почти полное отсутствие бентосных фораминифер или их весьма малые количества [386, 378, 45] свидетельствуют о сероводородном заражении придонных вод в моменты накопления собственно микропрослоек планктогенного сапропеля. Встречаемые единичные экземпляры бентосных фораминифер в отдельных прослоях сапропелевидных илов связаны с циклическим характером сероводородного заражения, а в некоторых случаях с переывом осадков придонными течениями и аккумуляцией переотложенного материала.

Стратификация водной толщи, вызвавшая сероводородное заражение, создает благоприятные условия для концентрации биогенных элементов в глубоководных впадинах и возникновения мощного внутреннего источника питательных солей. В жизнедеятельный слой эти соли выносились в местах подъема глубинных вод. Такими областями могли быть центральные части циклонических круговоротов. Судя по тому, что средневюрмские прослои сапропелевидных илов чаще более обогащены $\text{C}_{\text{орг}}$, чем нижнеголоценовый, а в некоторых местах, отдельные из них, кроме того, обогащены диатомовыми водорослями, можно полагать, что в некоторых районах в среднем вюрме поставка питательных солей в фотический слой резко усиливалась (суточный рацион диатомей много больше чем перидиней). Особенно мощной она была в начале среднего вюрма в районе станции Va-1319 (глубина 2478 м), где нами обнаружен мощный прослой (85 см) диатомовых слабокремнистых (кремнистых) сапропелевидных илов с массовым развитием диатомей. По определениям В.В. Мухиной, сделанным по нашей просьбе, диатомей представлены океаническими и неритическими морскими планктонными видами. Доминирующим видом в комплексе является *Phizosolenia calcar-avis* Schultze. Присутствуют виды, характерные для тропической зоны Мирового океана. Встречаются радиолярии. Видовой состав диатомей свидетельствует о почти океанской солености средиземноморских вод

в период формирования диатомовых илов, которая, однако, ниже современных вод. Заметим, что в нами изученных древнечерноморских сапропелевых илах Черного моря, встречен тот же вид доминант, что и в среднеюрмских диатомовых илах, однако остральная часть комплекса существенно различается [125]. Единичные прослойки сапропелевидных илов, обогащенные диатомовыми встречены в разрезах верхнечетвертичных осадков к юго-востоку от Крита [377]. Эти осадки в Восточном бассейне, таким образом, распространены в узкой полосе, тянущейся к юго-востоку от Крито-Родосского пролива. Возможно, их возникновение связано с мощной струей трансформированных черноморских вод, богатых питательными солями, которые поступали сюда в начале среднего вюрма и на некоторых других этапах плейстоцена.

Поставка питательных солей черноморскими водами, речным стоком, глубинными водами в местах их подъема явилась главной причиной бурного расцвета фитопланктона.

Интенсивная поставка планктонной органики на дно осуществлялась по пищевой цепи, главным образом, в виде фекалий рачков, которые в связи с избыточным питанием лишь отчасти его перерабатывали. Этот механизм, впервые подмеченный А.П. Лисициным [55] при изучении океанских взвесей обеспечивает "экспрессную" фоссилизацию мало измененного органического вещества в осадках. Фрагменты фекальных комков в отдельных прослоях сохранились и поныне. Они диагностированы нами с помощью оптического микроскопа. Сохранение органического вещества при прохождении водной толщи обеспечивалось не только значительной крупностью комков и покрытием их особой пленкой, вырабатываемой в кишечнике рачков, но также и тем, что в связи с сероводородным заражением значительной части водного столба оно в минимальной степени подвергалось кислородному разложению, а также не испытывало повторной переработки глубинным зоопланктоном и бентосом.

Пространственное размещение полей сапропелевидных илов, несомненно, связано с местоположением палеохалястатических областей, где интенсивное продуцирование планктогенной органики сопровождалось весьма ослабленной терригенной седиментацией. Повышенная биологическая продукция на современном этапе наблюдается в ряде районов периферийной зоны Средиземного моря, приуроченных к центрам циклонических круговоротов [42].

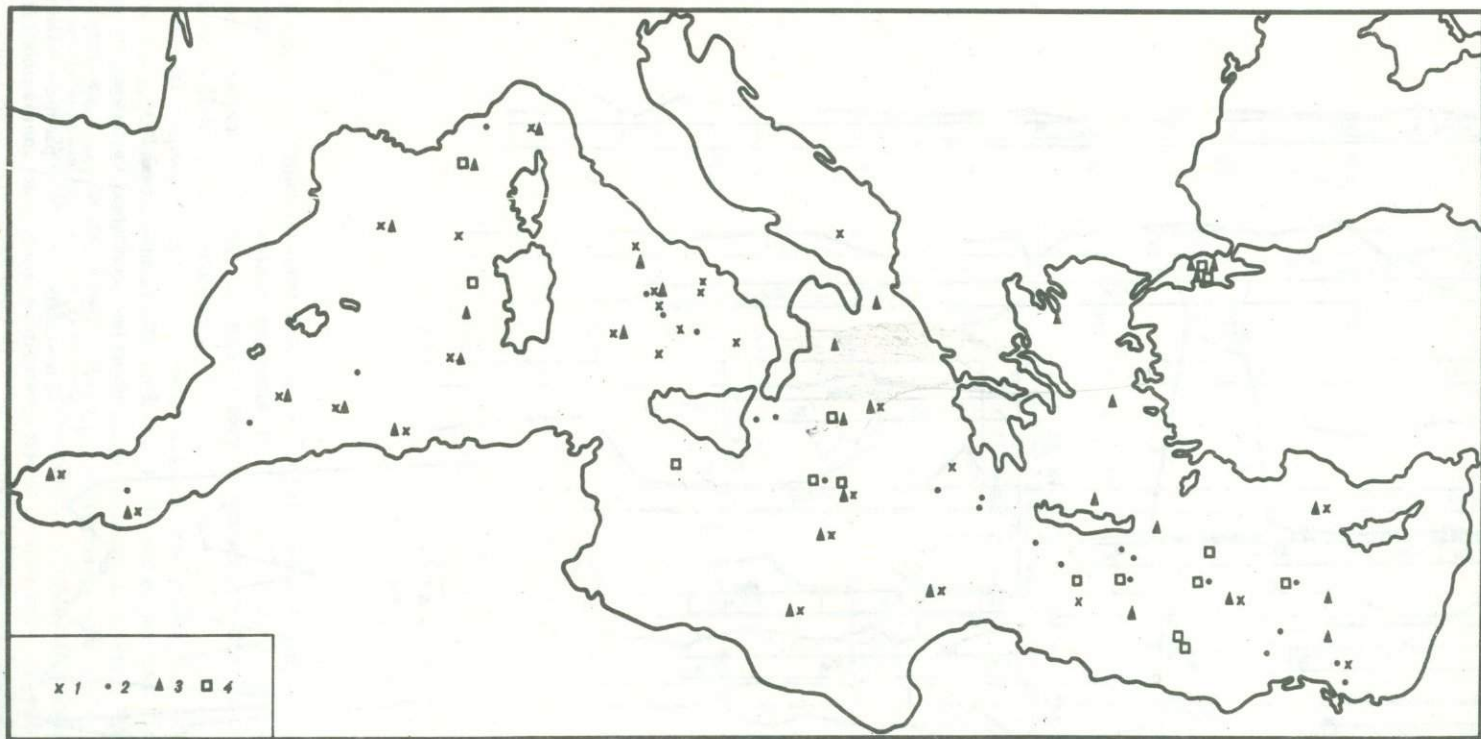
Особо следует остановиться на проявлениях периодичности накопления сапропелевидного вещества, на что указывает микрослоистая текстура прослоев, выраженная, однако, не всегда достаточно отчетливо. Наиболее ярко она проявляется в прослоях диатомовых сапропелевых илов среднеюрмского возраста. Надо полагать, что микрослоистость отражает процессы, протекавшие с определенной периодичностью многократно. Вряд ли это могли быть колебания уровня или периодичное поступление черноморских вод. Вероятнее всего, микрослоистость фиксирует периодичные увлажнения водосбора, т.е. неоднократные чередования пловильных и засушливых условий во время формирования единичного прослоя сапропелевидных илов. Не исключено, что во время некоторых засушливых "микрпериодов" сероводородное заражение в отдельных местах могло исчезать, и тогда формировались микропрослойки окисленных илов, бедных органическим веществом, содержащих бентосные фораминиферы.

Учитывая принципиальное сходство состава и распределения среднеюрмских и ресс-вюрмских сапропелевидных прослоев, можно с уверенностью говорить, что механизм их накопления в основных своих чертах был таким же, как и у нижнеголоценового прослоя и отличался лишь деталями, большей или меньшей продукцией планктогенной органики, несколько иными соотношениями абсолютных масс основных компонентов осадков.

НАКОПЛЕНИЕ И КОНЦЕНТРАЦИЯ АМОРФНОГО КРЕМНЕЗЕМА

Темпы накопления SiO_2 аморф рассчитаны в небольшом числе точек. Несмотря на отрывочность данных, все же удается наметить основные особенности его накопления.

В голоцене абсолютные массы аморфного кремнезема изменяются от 0,01 до 0,19 г/см². Наибольшие величины (0,12–0,19 г/см²) встречены во впадинах Эгейского бассейна (Va-517), в зоне Эллинского желоба (Va-378, Va-397), на Южно-



Р и с. 78. Изученность SiO_2 аморф, P, N в осадках, а также состава иловых вод

1 - P, 2 - P и N, 3 - SiO_2 аморф, 4 - Cl в иловых водах. Номера станций на рис. 1

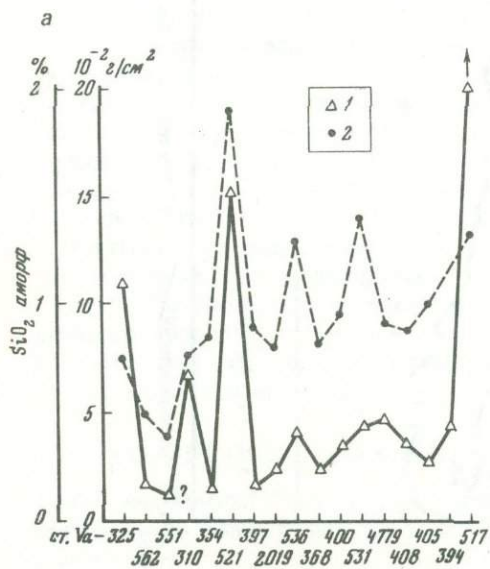
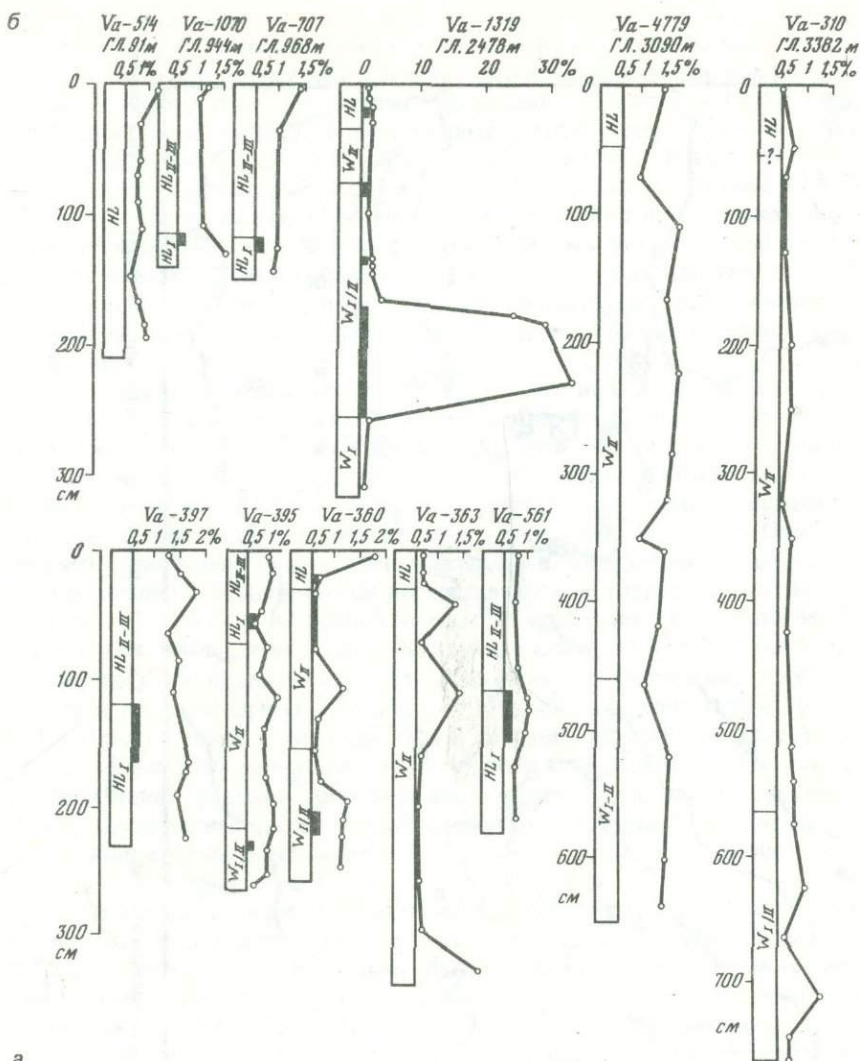
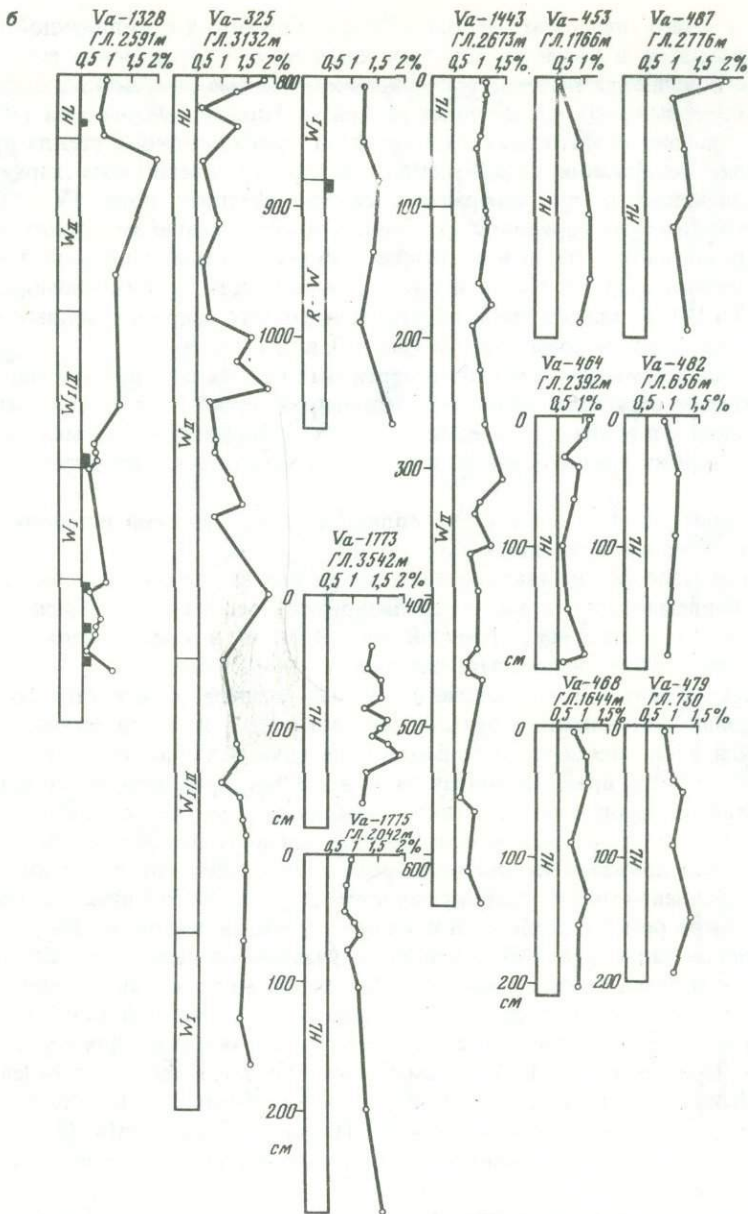


Рис. 79. Распределение SiO_2 аморф в верхне-четвертичных осадках Средиземного моря
 а — содержания SiO_2 аморф в характерных колонках, черное — положение прослоев сапропелевидных слоев; б — распределение абсолютных масс (1) и средних содержаний (2) в голоценовых осадках



Апеннинском континентальном склоне, в Тирренской и Алжиро-Прованской впадинах (рис. 79, б). Пониженные значения ($0,01-0,037 \text{ г/см}^2$) тяготеют к Восточно-Средиземноморскому валу, африканскому континентальному склону и глубоководной части Центральной впадины.

В верхнем вюрме наибольшие темпы накопления аморфного кремнезема обнаружены в Левантийской впадине ($0,24 \text{ г/см}^2$). Повышенные они ($0,13-0,20 \text{ г/см}^2$) на севере Центральной и в Тирренской впадине. Низкие величины ($0,03-0,045 \text{ г/см}^2$), как и в голоцене, встречаются на Восточно-Средиземноморском валу.

В верхнем вюрме абсолютные массы аморфного кремнезема выше по сравнению с голоценом. На африканском континентальном склоне превышение незначительное, на Восточно-Средиземноморском валу составляет примерно 2 раза, в Левантийской впадине около 5 раз, а в северной части Центральной котловины — до 10 раз.

Содержания SiO_2 аморф в слое верхнечетвертичных отложений в разных областях Средиземного моря, как и в современных осадках [25], довольно низкие. Определения в 31 колонке показали (рис. 78), что они составляют около 1% или несколь-

ко ниже и редко достигают 2% (рис. 79, а). Колебания с амплитудой около 0,5% обычно находятся в пределах точности химического определения его содержаний. Некоторое повышение значений аморфного кремнезема отмечается в вулканогенных мелкоалевритовых илах и в крупных алевритах Тирренской впадины (Va-325), что, вероятно, связано с частичным растворением вулканического стекла при анализе. Пониженные содержания (0,62–0,69%) аморфного кремнезема характерны для нижнеголоценовых и среднеюрмских сапропелевидных илов (Va-360, Va-395).

Стратиграфические горизонты отложений по содержанию аморфного кремнезема почти не различаются. Лишь в некоторых районах Восточного бассейна (Эллинский желоб к юго-востоку от Крита и примыкающая часть Средиземноморского вала; Va-1319, Va-1419) нижний прослой среднеюрмских сапропелевидных илов резко обогащен диатомовым кремнеземом (рис. 80, вкл.).

Аморфный кремнезем в верхнечетвертичных отложениях представлен кремневыми скелетными остатками диатомей, радиолярий, губок, которые в "массе" встречаются редко, а в малых количествах — почти повсеместно. Под микроскопом они видны и в тонких срезах осадков, а также в алевритовых и песчаных фракциях отложений.

Кремнистые остатки организмов являются единственными источниками аморфного кремнезема в современных осадках [25].

Хотя в составе фитопланктона диатомовые водоросли и составляют до 20% [8], однако в современных осадках фоссилизуются весьма слабо. Причина коренится в интенсивном растворении кремнистых скелетов в средиземноморских водах кремнеземом в связи с недонасыщенностью их кремнеземом.

Бедность кремнеземом верхнечетвертичных осадков объясняется той же причиной. Массовая фоссилизация диатомового материала в позднечетвертичное время происходила лишь локально, и только в отдельные периоды накопления сапропелевидных илов. В это время основная часть вещества, продуцируемого фитопланктоном, транспортировалась на дно в виде фекальных комков зоопланктона, имеющих защитную пленку и быстро пересекавших водную толщу благодаря повышенной хрупкости. Как показали макроскопические наблюдения и исследования под стереоскопом в среднеюрмском слабокремнистом илу на Va-1319 наблюдается чередование прослоек резко и слабо обогащенных скелетами диатомей. Они перемежаются с прослойками сапропеля. В.В. Мухиной, изучавшей по нашей просьбе видовой состав, выявлены здесь океанические и неритические морские планктонные диатомей. Встречены разнообразные виды, характерные для тропической зоны океана. Доминантом является *Rhizosolenia calcar-avis* Schultz, характерный для планктона Средиземного и Черного морей. В меньшем количестве встречаются: *Rhizosolenia setigera* Bright., *Rhizosolenia bergonii* Perag., *Rhizosolenia styliformis* Bright, *Thalassionema nitzschoides* Grun, *Thalassiosira oestrupii* (Ostenfeld), *Th. lineata* (Jouse). Помимо диатомей, в осадках обнаружено небольшое количество радиолярий, единичные силикофлагелляты.

Таким образом, формирование слабокремнистых илов происходило в теплых водах нормальной солености в связи с бурным цветом диатомей, вызванным мощным поступлением питательных солей в фотический слой.

НАКОПЛЕНИЕ И КОНЦЕНТРАЦИЯ ЖЕЛЕЗА, МАРГАНЦА И ТИТАНА В ОСАДКАХ

Валовые содержания железа, марганца, титана нами изучены в 74 колонках всех основных бассейнов Средиземного моря [122] (рис. 81). Несколько колонок из Тирренской и Алжиро-Прованской впадин исследованы зарубежными учеными [323]. Кроме, того в отдельных колонках из Восточного и Центрального бассейнов Тирренской и Алжиро-Прованской впадин определены формы Fe и Mn [103, 14]. В целом, получен достаточно богатый материал о характере распределения Fe в голоценовых, верхне-среднеюрмских осадках на большей площади глубоководной части Средиземного моря [122] (рис. 82, 83, 84, 85). В отдельных районах имеются данные о поведении Fe, Mn, Ti в более древних отложениях.

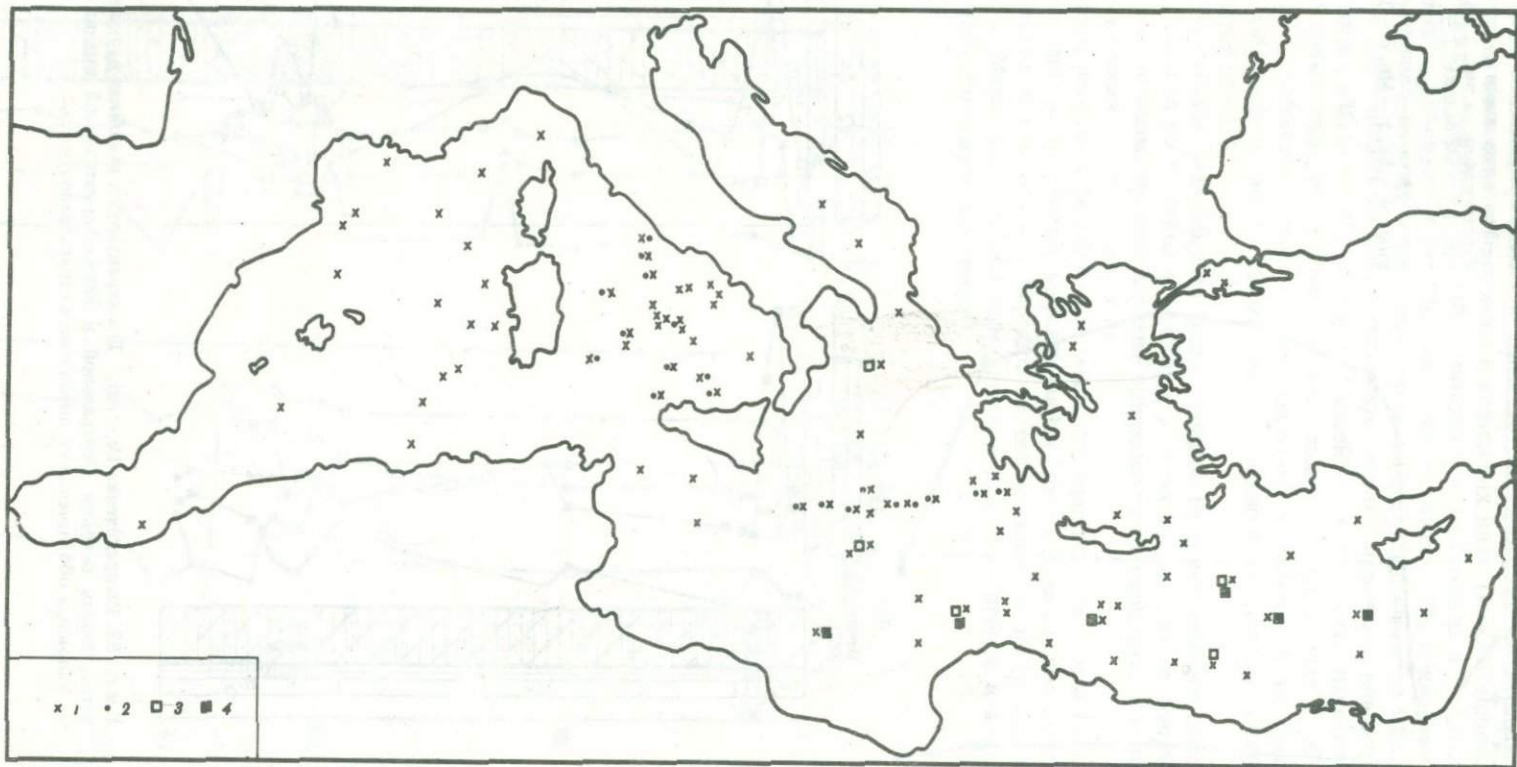
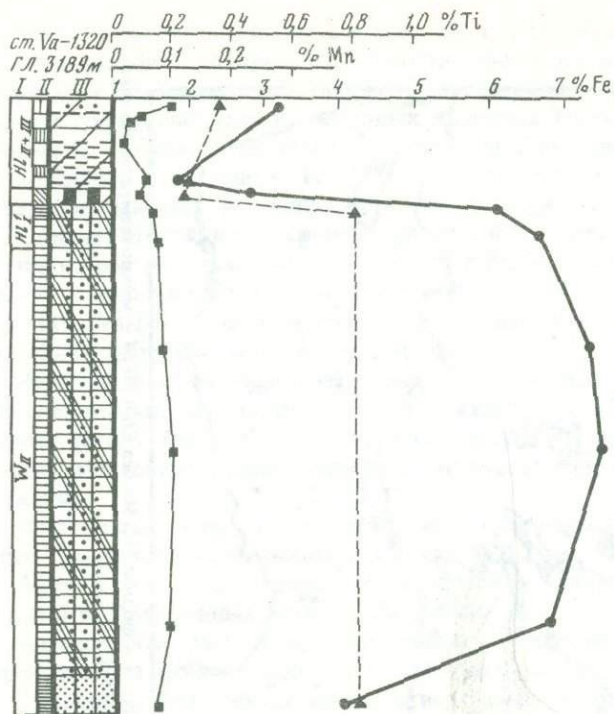


Рис. 81. Изученность Fe, Mn, Ti, Eh, pH и микроэлементов в колонках верхнечетвертичных осадков

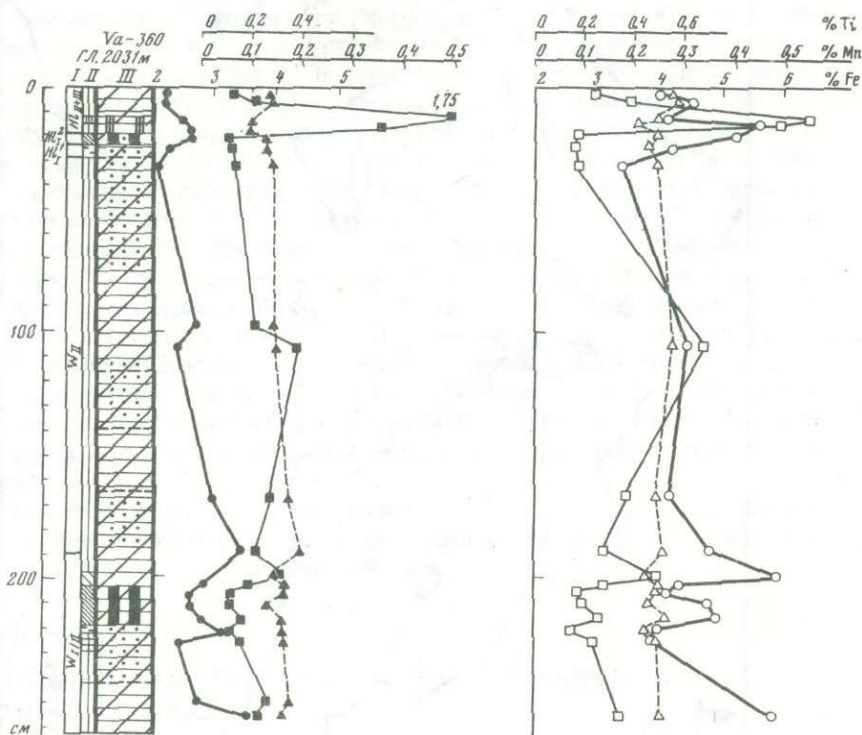
Определения содержаний: 1 - Fe_{вал}, Mn_{вал}, Ti_{вал}; 2 - формы Fe,

Mn, Eh, pH; 3 - формы Fe, Mn без Eh и pH; 4 - микроэлементы. Номера станций на рис. 1



Р и с. 82. Распределение Fe, Mn, Ti в характерных колонках верхчетвертичных осадков Восточного бассейна Средиземного моря

Условные знаки по литологии и стратиграфии на рис. 23. Содержания в сухом осадке: 1 — Fe, 2 — Mn, 3 — Ti; 4 — С_{орг}. Содержания в пересчете на силикатный материал: 4 — Fe, 5 — Mn, 6 — Ti

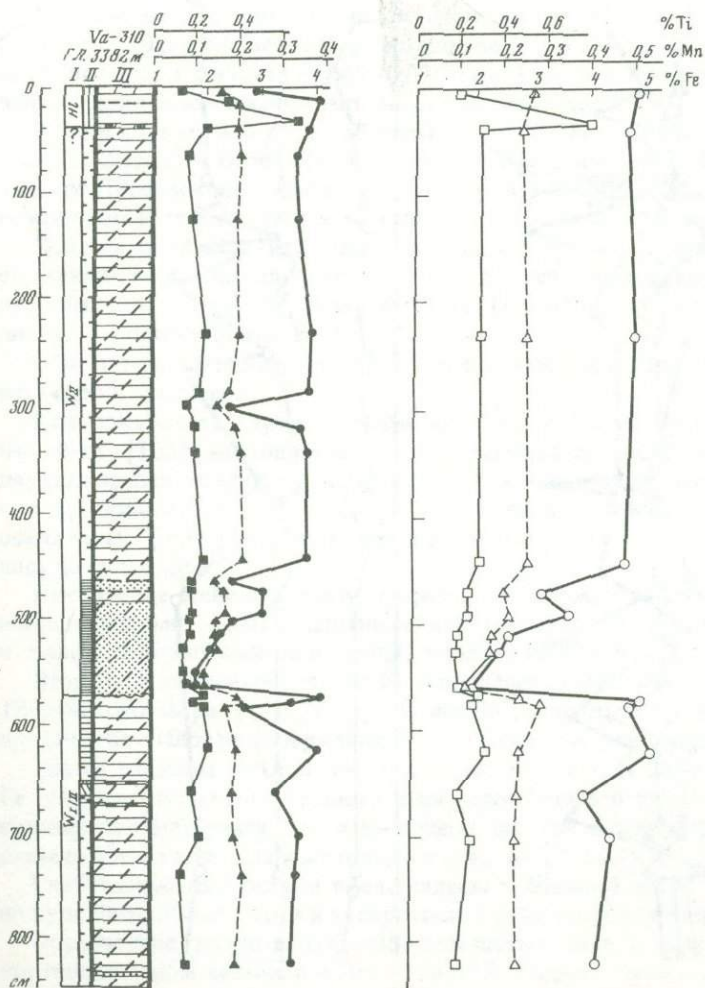


Р и с. 83. Распределение Fe, Mn, Ti в характерных колонках верхчетвертичных осадков Центральной и Южно-Адриатической впадин
Условные обозначения по литологии и стратиграфии на рис. 23

Содержания Fe в голоценовых и юрмских осадках меняются в широких пределах — от 1 до 7,45%. В большинстве случаев они не превышают кларковых значений. Максимальные величины обнаружены в глинистых илах (нижнеголоценовых и верхнеюрмских), сложенных нильским материалом, залегающих в Левантийской впадине (Vy-4779). Содержания Fe, несколько превышающие 5%, обнаружены в гетерогенных илах и алевритах с заметной примесью пирокластического материала, залегающих на неаполитанском континентальном склоне Тирренской впадины. На площадях Восточного и Центрального и других бассейнов, где развиты известковые и сильноизвестковые илы, содержание Fe чаще находится в пределах 2–3%, а в областях развития слабоизвестковых и бескарбонатных глинистых и алевритово-глинистых илов (Мраморное море, Северо-Эгейская, Южно-Адриатическая впадины) они поднимаются до 4,6%.

Наблюдаемое разнообразие распределения Fe в верхнечетвертичных осадках по мере перехода от бассейна к бассейну, а также в пределах бассейнов обусловлено, главным образом, неравномерным распределением карбонатов, которые являются разбавителями по отношению к Fe.

В пересчете на бескарбонатный материал кривые содержания Fe в вертикальном разрезе чаще всего заметно выравниваются, хотя в ряде случаев выявляются резкие минимумы и максимумы, нередко не совпадающие с таковыми в натуральных осадках. Минимумы обычно приурочены к прослоям песков и алевритов, как обломочных, так и вулканогенных.



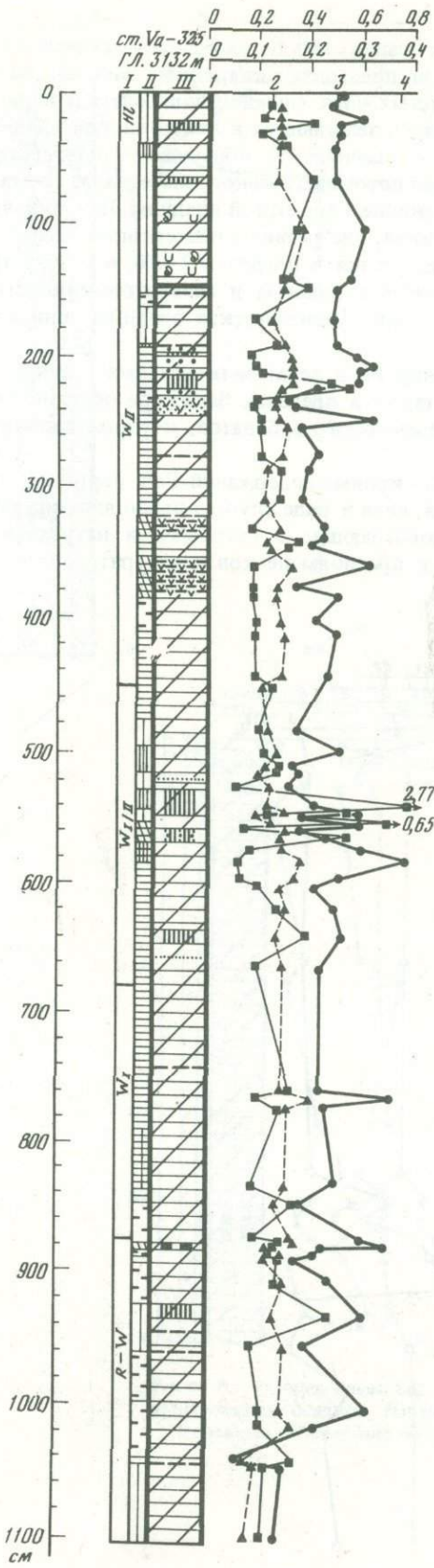
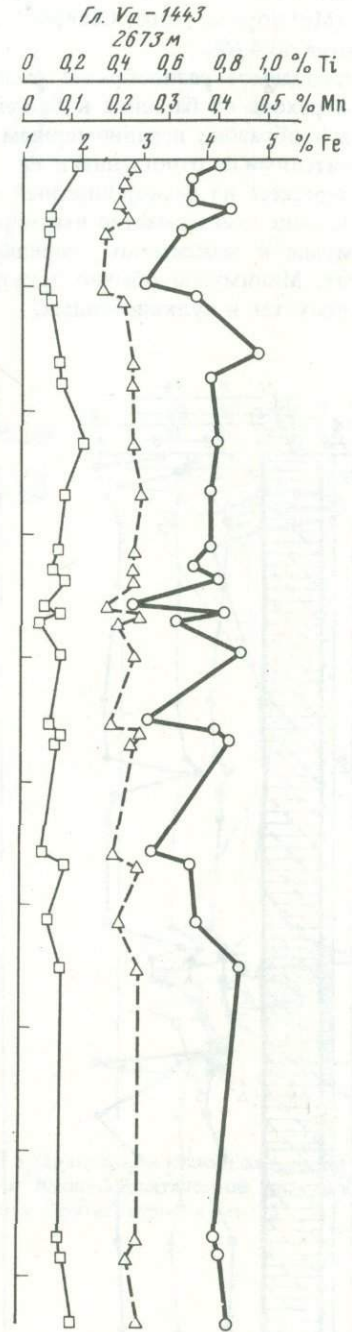


Рис. 84. Распределение Fe, Mn, Ti в характерных колонках верхнечетвертичных осадков Тирренской впадины

Условные знаки по литологии и стратиграфии на рис. 23

Рис. 85. Распределение Fe, Mn, Ti в характерных колонках Алжиро-Прованской впадины

Условные знаки по литологии и стратиграфии на рис. 23



Изменения содержания Fe в бескарбонатном материале связаны с накоплением в разной степени обогащенного Fe терригенного и вулканогенного материала, а также вторичным концентрированием Fe в процессе диагенеза. Железом наиболее обогащен терригенный материал, поступающий в Принильскую область Средиземного моря, где аккумуляровались богатые железом нильские наносы.

Относительно обогащенный железом терригенный материал накапливался в прослоях сапропелевидных илов. Вулканогенные алевриты обогащены Fe на неаполитанском склоне и абиссальной равнине Тирренской впадины и особенно ($> 5\%$) у подножия калабрийского континентального склона. Это означает, что пирокластика кампанских и липарских вулканов богаче Fe, чем пра-Санторина.

Накопление и концентрация Fe в осадках. В водоем железо поступало с осадочным материалом различной крупности. Однако основная его часть, как показывает пофракционное изучение, выносилась с пелитовым (субколлоидным) материалом (см. рис. 91).

В алевритовых и песчаных фракциях железо представлено рудными минералами (магнетит, гематит, лимонит, гетит и др.), а также железосодержащими силикатами (роговая обманка, биотит и др.). Часть образует налеты на различных зернах. Лимонитовой пленкой покрыты зерна пустынного кварца. В тонкодисперсном материале Fe связан с глинистыми минералами, которые концентрируют его в кристаллических решетках или в виде тончайших пленок на поверхности. Наибольшие содержания Fe обнаружены в илах, состоящих в основном из монтмориллонита, выносимого Нилом (Левантийская впадина).

Абсолютные массы свидетельствуют (рис. 86), что накопление Fe в бассейне было весьма неравномерно, в целом повторяя картину количественного распределения силикатного материала.

В голоцене абсолютные массы колебались в пределах от 0,045 до более 0,70 г/см². Высокие величины характерны для Мраморной, Адриатической, Тирренской впадин, а низкие (0,045–0,077 г/см²) — для Восточно-Средиземноморского вала и африканского континентального склона (рис. 86, а).

В верхнем вюрме абсолютные массы Fe несколько выше голоценовых — 0,13–1,02 г/см² и более. Наибольшие они в Левантийской впадине и северной части Алжиро-Прованской впадины, а низкие (0,13–0,17 г/см²) — на Восточно-Средиземноморском валу и африканском континентальном склоне (рис. 86, б).

Концентрация Fe в осадках не находится в прямой зависимости от интенсивности его накопления. Она контролируется соотношением абсолютных масс силикатного и карбонатного материала. Чем оно выше (Принильская область, Левантийская впадина), тем осадки богаче Fe.

Обогащение Fe некоторых прослоев осадков протекало также в результате диагенетических процессов.

Как показывает изучение форм железа в разрезах Восточного и Центрального бассейнов [103], миграция железа осуществлялась в восстановительной зоне в виде двухвалентных соединений. Выше сапропелевидных прослоев осадков, в окислительной зоне осадочного слоя они окислялись до трехвалентных гидроокислов и осаждались. Ниже этого прослоя двухвалентные соединения железа восстанавливались до сульфидов.

Накопление железа в таких формах подтверждается также минералогическими исследованиями — выше сапропелевидного слоя обнаружено скопление лимонита и железо-марганцевых конкреций, ниже — микроконкреций пирита (марказита).

Вторичное концентрирование Fe в процессе диагенеза выявлено также в разрезах Тирренского моря [14]. Это установлено по высоким содержаниям Fe³⁺ в ряде прослоев. Валовые содержания Fe в них, однако, редко достигают 5%.

Таким образом, обогащение в верхнечетвертичных осадках Средиземного моря Fe шло как путем интенсивного осаждения богатого железом терригенного и вулканогенного материала, так и в процессе диагенеза отложений. С этими процессами связано и появление слабозелезистых осадков ($> 5\%$ Fe).

Слабозелезистые осадки представлены в большей части терригенными и частично вулканогенными илами и алевритами, а реже сапропелевидными илами.

Образование терригенных слабозелезистых илов и алевритов на Принильском континентальном склоне и в Левантийской впадине обусловлено накоплением в этой области нильских наносов, обогащенных железом.

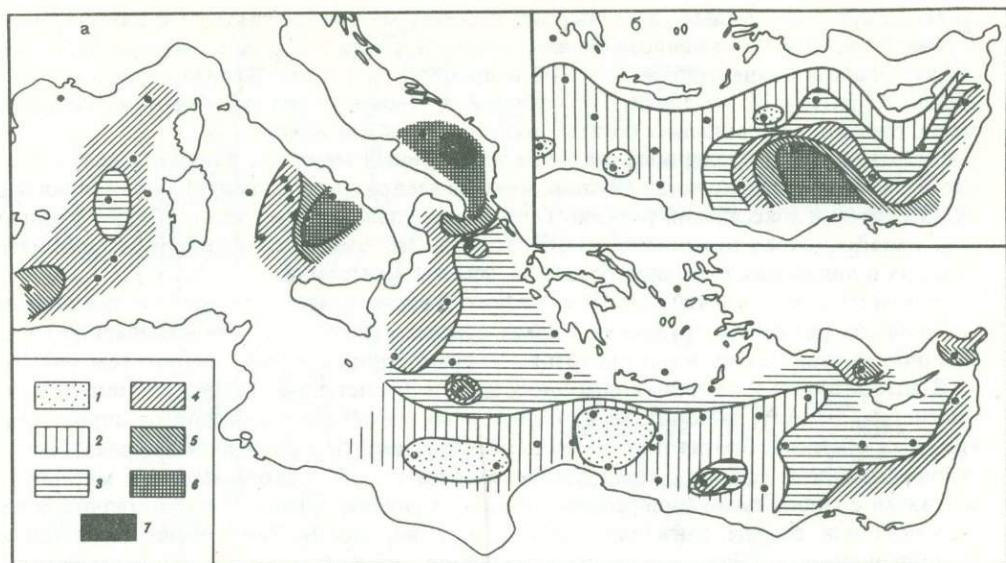


Рис. 86. Абсолютные массы Fe в голоцене (а) и верхнем вюрме (б) ($1 \cdot 10^{-2}$ г/см²)
 1 - < 5; 2 - 5-10; 3 - 10-20; 4 - 20-30; 5 - 30-50; 6 - 50-70; 7 - > 70

С интенсивным поступлением гидроокислов железа в глубоководную область моря в теплые влажные фазы голоцена и межледниковый связано образование слабожелезистых сапропелевидных илов. Факт миграции железа из сапропелевидного прослоя и сравнительно высокие остаточные его концентрации позволяют думать, что в начале большинство этих прослоев было, очевидно, слабожелезистыми.

Благодаря накоплению богатого железом вулканогенного материала появились слабожелезистые алевриты, а также илы в некоторых районах Тирренской впадины.

МАРГАНЕЦ

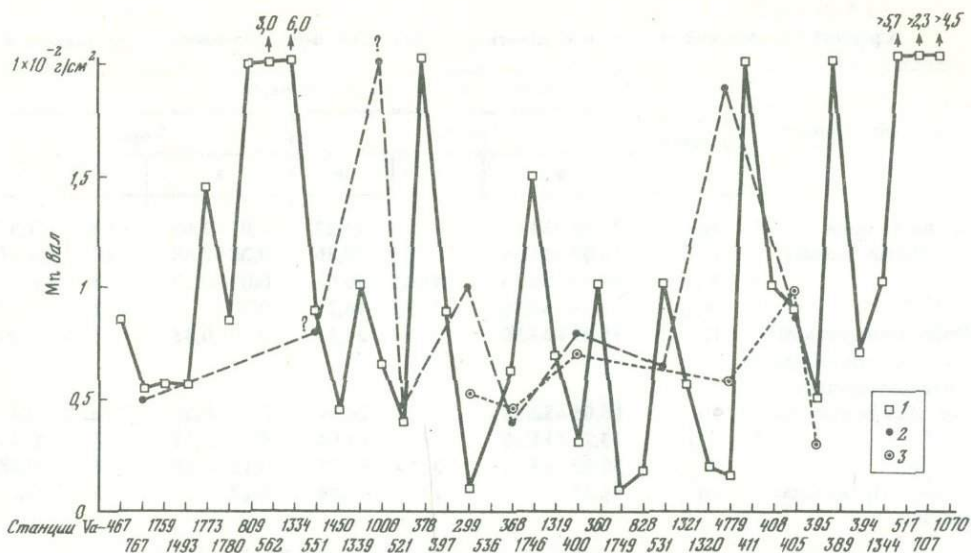
Содержания Mn в осадках в большинстве случаев не превышают кларковых значений. Больше они лишь в единичных прослоях.

В большинстве районов Восточного и Западного бассейнов (рис. 33, 38 и 93, 85) Средиземноморья фоновые значения марганца в голоценовых верхне- и средневюрмских отложениях ниже 0,1%. Исключением являются Тирренская и Южно-Адриатическая впадины, где они, как правило, выше. Эта особенность проявляется и после снятия разбавляющего эффекта карбонатов.

В вертикальном разрезе содержание марганца весьма слабо меняется в глубоководной части Левантийской, Центральной впадин (рис. 24, 33 и 83); более заметные и более частые колебания отмечаются в Тирренской впадине и весьма существенные (от 0,05 до 4,5%) — в Восточном и Центральном бассейнах (рис. 28, 30, 31, 82). Количественные колебания Mn наиболее резкие в разрезах, где залегают прослои сапропелевидных илов.

В большинстве районов Восточного, Центрального бассейнов и в Южно-Адриатической впадине относительное повышение содержаний марганца, а часто максимальные их значения, превышающие 1%, наблюдаются поверх прослоев сапропелевидного ила на различном расстоянии от них. Наибольшие они чаще всего выше голоценового сапропелевидного горизонта (рис. 28, 82, 83, табл. 23). В песчаной и крупноалевритовой фракциях этих прослоев встречены железо-марганцевые микроконкреции (рис. 88).

В самих сапропелевидных илах содержания марганца, как правило, низкие или минимальные. Исключением является колонка Va-378, взятая, из Эллинского желоба южнее Крита. При послойном исследовании сапропелевидного горизонта оказалось, что минимальные значения марганца (0,046–0,054%) приурочены к его низам, в то время как верхняя часть характеризуется высокими содержаниями. Обратная картина выявлена в прослое ила, обогащенного органическим веществом горизонта в проливе Отранто (Va-562, Mn — 0,68%).



Р и с. 87. Абсолютные массы Mn
1 — голоцен, 2 — верхний вюрм, 3 — средний вюрм

Резкое увеличение содержаний Mn в отдельных прослоях наблюдается не только в разрезах осадков с сапропелевидными горизонтами, но также в осадочном слое, где этот тип отложений отсутствует. В северной части Центральной впадины (Va-310) прослой слабомарганцовистого ила залегает в нижнем голоцене. Минералогическими исследованиями в нем обнаружены многочисленные железо-марганцевые микроконкреции.

В Алжиро-Прованской впадине слабомарганцовистые (до 0,39% Mn) илы образуют несколько прослоев в 2-3-метровом слое голоценовых осадков, тяготея больше к верхней части разреза (Va-468, -457, -771, -487). На станции Va-487 параллельно с Mn резко увеличиваются содержания Ti. Это позволяет думать, что повышенные концентрации марганца в этом прослое возникли в результате осаждения богатого Mn и Ti терригенного материала.

В ряде районов Тирренской впадины (Va-317, -956, -554, -961 и др.) максимальные величины Mn встречены в поверхностном слое осадка. На западной окраине абиссальной равнины (Va-325) в разрезе голоценовых и верхневюрмских осадков обнаружено семь горизонтов слабомарганцовистых (0,23-1,97% Mn) осадков. Несколько прослоев, обогащенных Mn, здесь представлены вулканогенным мелкоалевритовым илом, а остальные — известковыми пелитовыми илами. Как показали исследования И.И. Волкова и других [14], обогащение илов Mn связано с вторичным его концентрированием в процессе диагенеза осадков. Скопления Mn^{4+} выявлены в нескольких прослоях, главным образом, в верхней части разреза (Va-1769, -1775, -1776, -1777, -1780, -1781, -1782, -1783, -1795). Валовые содержания Mn в них 0,22-0,78%.

Абсолютные массы Mn в голоценовых отложениях составляют от 0,0011 до 0,043 г/см² (рис. 87).

Высокие максимальные массы обнаружены в средней части Эгейского бассейна, в Критской, Южно-Адриатической, в ряде впадин Эллинского желоба, в некоторых районах Южно-Апеннинского континентального склона, на абиссальной равнине Тирренской и в южной части Алжиро-Прованской впадины. Низкие они в центральной области Восточного бассейна (0,0011-0,0065 г/см²).

В голоцене абсолютные массы Mn чаще повышены в верхне-среднеголоценовых отложениях, реже — в сапропелевидном прослое (Эгейское моря, Эллинский желоб).

Абсолютные массы Mn в верхневюрмских отложениях изменяются от 0,005 до 0,035 г/см² (рис. 87). Максимальные величины встречены в Тирренской впадине, а минимальные — на Восточно-Средиземноморском валу, африканском континентальном склоне, в Финикийской впадине и в прилегающих к ней районах. Сравни-

Таблица 23

Средний химический состав верхнечетвертичных слабомарганцовистых пелитовых и

Бассейн, область	Возраст осадков	Содержание, %					
		CaCO ₃			Сорг		
		а	б	в	а	б	в
Эгейское море	Н1'	34,55–53,61	3	41,22	1,01–1,69	3	1,97
Восточный бассейн	Н1	10,00–54,36	10	40,36	0,28–2,68	10	1,11
	WII	34,59–69,93	4	56,65	0,09–0,29	3	0,16
Южно-Апеннинский склон и Южно-Адриатическая впадина	W _{I/II}	32,29–64,29	2	48,29	0,30	1	0,30
	Н1	18,19–33,50	3	24,17	0,30–0,83	3	0,36
Тирренская впадина	Н1	16,85–32,84	2	24,84	0,21–0,60	2	0,40
	WII	13,21–14,87	2	14,04	0,13–0,17	2	0,15
	W _{I/II}	38,93–43,64	3	41,35	0,13–0,38	3	0,28
Алжиро-Прованская впадина	Н1	41,44	1	41,44	0,17	1	0,17

Примечание. а – пределы колебаний, б – число определений, в – среднее.

тельно высокие массы Mn (0,01–0,021 г/см²) характерны для Левантийской, северной окраины Центральной и для Алжиро-Прованской впадин. По сравнению с голоценом абсолютные массы Mn в верхнем вюрме равны или немного ниже в Финикийской впадине, на африканском континентальном склоне и на Центральном валу, однако в Левантийской и в Тирренской впадинах они выше в три, а на северной окраине Центральной и Алжиро-Прованской впадин – примерно в 4–5 раз.

Темпы накопления Mn в голоценовых и верхневюрмских осадках в общих чертах контролируются интенсивностью аккумуляции терригенного силикатного материала, о чем свидетельствует определенное совпадение в локализации высоких и низких абсолютных масс.

Необходимо отметить, что количественная зависимость Mn от терригенного материала не столь четкая, как, например, для Fe. И это следствие прежде всего неодинаковой геохимической подвижности Fe и Mn.

Активное участие Mn во вторичных процессах заметно маскирует его генетическую связь с терригенным силикатным материалом.

Содержания Mn, как и Fe, не обнаруживает прямой зависимости от темпов его накопления в осадках. Отмечено немного случаев, когда высокие концентрации Mn (вплоть до образования слабомарганцовистых отложений) возникли за счет интенсивного накопления богатого этим элементом силикатного материала. К их числу следует отнести появление нескольких прослоев слабомарганцовистого вулканогенного мелкоалевритового ила в Тирренской впадине, значительное обогащение Mn некоторых сапропелевидных прослоев в Эгейском бассейне и в собственно восточной части Средиземного моря, а также возникновение слабомарганцовистых илов в голоценовом горизонте отложений юго-западнее о-ва Кипр (Va-395), в южной части Алжиро-Прованской впадины (Va-487), в Мраморном море и некоторых впадинах Эгейского бассейна.

Появление протяженных прослоев слабомарганцовистых илов в верхнечетвертичных осадках Восточного и Центрального бассейнов связано со вторичными накоплениями Mn в процессе диагенеза осадков мигрировавшего в основном из сапропелевидных илов, залегающих ниже этих прослоев. О таком генезисе слабомарганцовистых илов свидетельствуют марганцевые микроконкреции в алевритовых и песчаных фракциях рассматриваемых осадков, обнаруженные нами под микроскопом (рис. 88, вкл.), а также изучение подвижных форм Mn [103].

Слабомарганцовистые илы распространены больше в верхне- и среднеголоценовых горизонтах и менее в верхне- и средневюрмском горизонтах. Это обусловлено своеобразным "рассасыванием" вторичных накоплений Mn с течением времени в связи с развитием восстановительных процессов в восточном слое.

Содержание, %					
Fe			Mn		
а	б	в	а	б	в
2,57-3,68	3	4,91	0,20-0,40	3	0,32
1,86-6,24	12	3,5	0,46-1,75	12	0,56
1,06-4,40	6	2,63	0,21-1,68	6	0,67
1,82-4,29	3	3,02	0,20-0,70	3	0,38
3,94-3,94	2	3,94	0,33-0,68	3	0,45
3,09-4,02	2	3,55	0,22-0,23	2	0,22
2,73-3,34	3	3,14	0,25-0,88	3	0,47
2,71-4,08	4	3,27	0,25-1,97	4	0,78
2,79-3,96	3	3,35	0,22-0,39	3	0,29

В различных частях разреза осадков процесс перераспределения Mn проходил с разной интенсивностью. Определенной спецификой он характеризовался в разных лито-фациальных комплексах. На это, в частности, указывает пофракционное распределение Mn (рис. 91).

В голоценовых осадках Восточного бассейна максимальные массы Mn приходятся не на субколлоидную, а на крупно-среднепелитовую фракции. Много его и в мелкоавлериновой фракции. Такое распределение свидетельствует о развитии различного размера Fe-Mn микроконкреций в процессе диагенеза осадков.

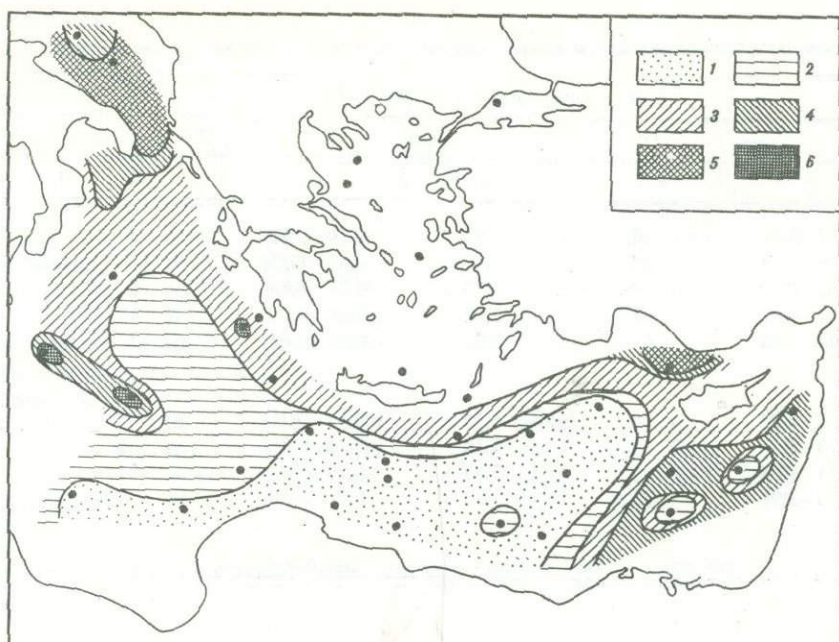
В верхневюрмских осадках Левантийской и северной окраины глубоководной части Центральной впадины (Vu-4779, Va-310) максимум абсолютных масс Mn соответствует субколлоидной фракции. Однако это наблюдается лишь внизу разреза. По мере приближения к кровле верхневюрмского горизонта осадков максимум в субколлоидной фракции исчезает. Таким образом, лишь в нижней части разреза в известной мере сохранились главные черты распределения Mn в гранулометрическом спектре при седиментогенезе.

С водосбора в водоем Mn поступал совместно в основном с Fe в виде тонкодисперсной взвеси (главным образом, в виде геохимически активных гидроокислов) особенно в теплые влажные фазы голоцена, среднего вюрма и ресс-вюрма, когда образовались сапропелевидные илы. Именно накоплением подвижных форм Mn можно объяснить его активное участие в процессах диагенеза. Перераспределение Mn в верхнечетвертичных осадках способствовало неравномерное распределение реакционноспособных форм в вертикальных разрезах, чередование окисленных и восстановленных осадков.

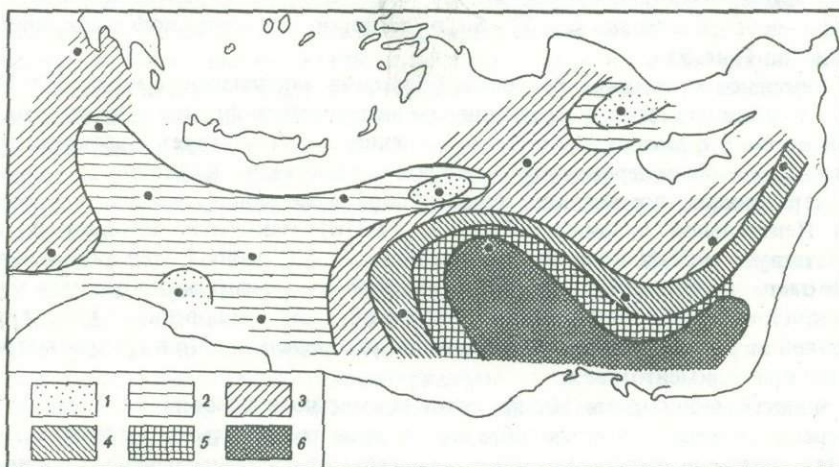
ТИТАН

Содержание Ti в верхнечетвертичных осадках изменяется в пределах — 0,06-1,08% (рис. 24, 28, 30, 31, 33, 35, 38, 82, 83, 84). Минимальная величина встречена в слабоизвестковом слабокремнистом сапропелевидном илу средневюрмского возраста на Восточно-Средиземноморском валу (Va-1319), а максимальная — в верхневюрмских глинистых и алевритово-глинистых илах Левантийской впадины (Vu-4779, рис. 24). В бескарбонатном материале, наряду со сглаживанием кривых распределения Ti, выявляются резкие максимумы и минимумы содержаний. Иногда минимум в натуральной осадке превращается в максимум значений титана в бескарбонатном веществе, и наоборот. Местами возникают максимумы, не проявляющиеся в натуральных осадках.

Относительное повышение значений Ti в бескарбонатном материале неодинаковое



а



б

Р и с. 89. Абсолютные массы Ti ($1 \cdot 10^{-2}$ г/см²) в верхнем-среднем голоцене (а) и верхнем вюрме (б)

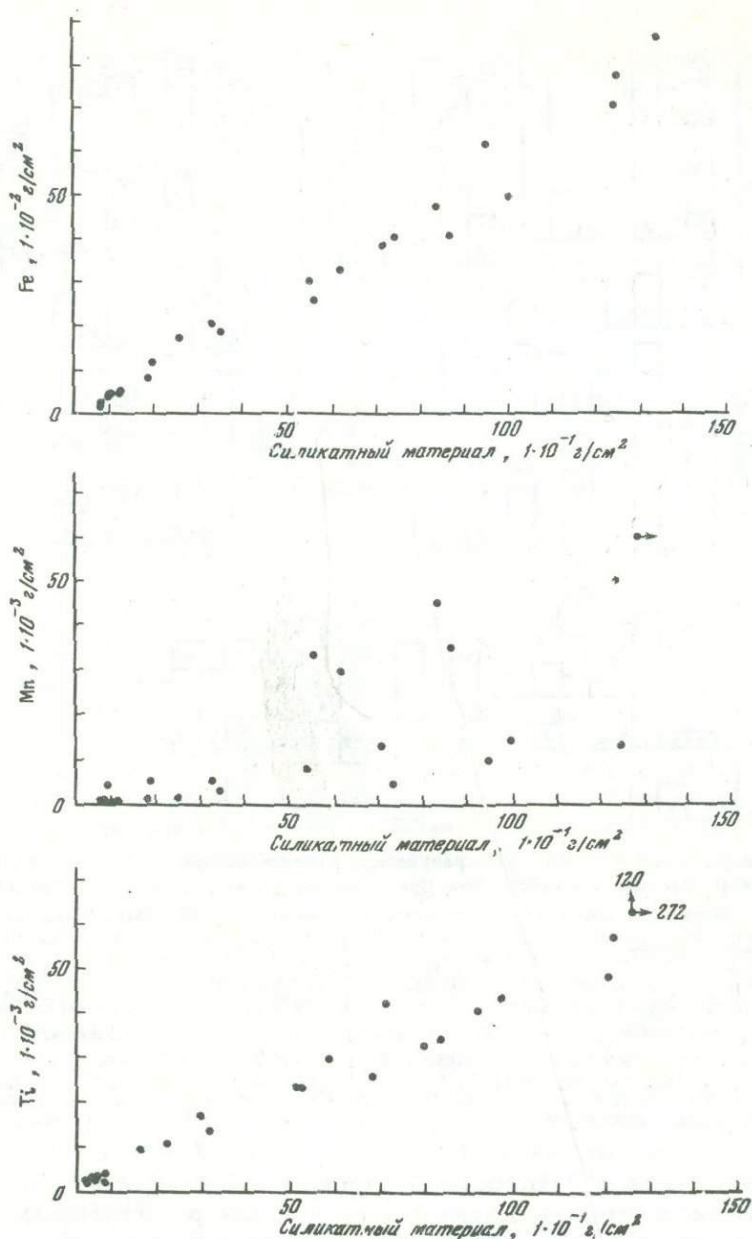
а: 1 - < 0,5; 2 - 0,5-1; 3 - 1-1-2; 4 - 2-3; 5 - 3-5; 6 - 5; б: 1 - > 1; 2 - 1-2; 3 - 2-4 - 3-5; 5 - 5-10; 6 - > 10

в разных районах моря. Нет явной приуроченности максимальных его содержаний к какому-либо стратиграфическому горизонту, — в разных областях моря они тяготеют к различным частям стратиграфического разреза.

Наиболее обогащен Ti (0,70–1,31%) бескарбонатный материал в нижнеголоценовых и верхневюрмских глинистых и алевритово-глинистых илах Левантийской впадины, сложенных нильскими наносами (Vu-4779) (рис. 24), в нескольких мало-мощных прослоях верхне- и средневюрмских осадков Восточного Средиземноморского вала (Va-368) (рис. 28, 82).

В вулканогенных мелкоалевритовых илах, крупных алевритах и песках концентрации Ti часто близки к фоновым его значениям в карбонатных илах или ниже.

Абсолютные массы Ti в голоценовых отложениях колеблются от 0,0046 до более 0,081 г/см² за 1000 лет (рис. 89, а). Минимальные значения встречены на Восточно-Средиземноморском вале, а максимум — на абиссальной равнине Тирренской впадины.

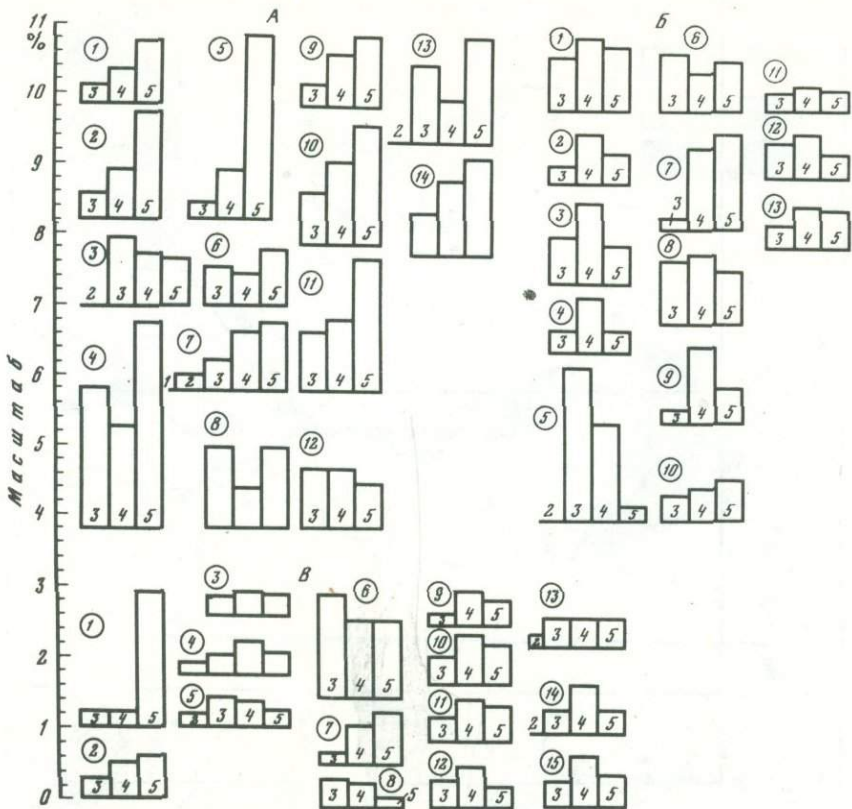


Р и с. 90. Характер корреляции между абсолютными массами Fe, Mn, Ti и терригенного силикатного материала

Абсолютные массы Ti в верхнем вюрме составляют 0,014–0,16 г/см². Минимальные и низкие величины (0,014–0,023 г/см²) встречены там же, где и в голоцене. Однако высокие и максимальные значения (0,12–0,16 г/см²) распределяются иначе — они встречены в Левантийской и на северной окраине Алжиро-Прованской впадин (рис. 89, б).

Абсолютные массы Ti в верхнем вюрме, как правило, выше по сравнению с голоценом: в 2–3 раза на Восточно-Средиземноморском валу, африканском континентальном склоне, северной окраине Центральной и в Тирренской впадинах; более 4 раз — на севере Алжиро-Прованской впадины и в 10 раз — в Левантийской впадине. В такой же пропорции различаются абсолютные массы силикатного материала в сопоставляемых стратиграфических горизонтах.

Тесная связь Ti с терригенным силикатным материалом, проявляется на разных стратиграфических горизонтах отложений (рис. 90).



Р и с. 91. Распределение Fe, Mn, Ti в гранулометрическом спектре голоценовых (HI) и верхневюрмских (W_{II}) осадков разных бассейнов Средиземного моря

a – Fe, *б* – Mn, *в* – Ti. Цифры в гистограммах – размер фракций (мм): 1 – > 0,1; 2 – 0,1–0,05; 3 – 0,05–0,01; 4 – 0,01–0,005; 5 – 0,005–0,001; 6 – < 0,001; *a* – Fe: 1 – ст. Va-1321, 0–15 см (HI), 2 – ст. Va-1321, 440–450 см (W_{II}), 3 – ст. Va-531, 14–60 см (HI–W_{II}), 4 – ст. Va-536, 28–53 см (W_{II}), 5 – ст. Vy-4779, 0–10 см (HI), 6 – ст. Vy-4779, 418–426 см (W_{II}), 7 – ст. Vy-4779, 470–480 см (W_{II}), 8 – ст. Va-363, 20–33 см (HI), 9 – ст. Va-363, 300–320 см (W_{II}), 10 – ст. Va-310, 173–227 см (W_{II}), 11 – ст. Va-310, 716–750 см (W_{I/II}), 12 – ст. Va-464, 52–80 см (HI), 13 – ст. Va-468, 103–130 см (HI?), 14 – ст. Va-767, 230–270 см (W_{II}); *б* – Mn: 1 – 9 – то же, что и *a*, 10 – ст. Va-468, 103–130 см (HI?), 11 – ст. Va-482, 54–80 см (HI), 12 – ст. Va-464, 52–80 см (HI), 13 – ст. Va-767, 230–270 см (W_{II}); *в* – Ti: 1 – 13 – то же, что и *a*, 14 – ст. Va-482, 54–80 см, 15 – ст. Va-767, 230–270 см (W_{II})

В плане наибольшие абсолютные массы Ti локализируются напротив основных источников терригенного материала. С удалением от них, массы резко снижаются.

Слабое поступление терригенного силикатного материала в центральную часть Восточного бассейна, а также на африканский континентальный склон явилось основной причиной низких темпов накопления титана в этих областях. Изменения в локализации высоких абсолютных масс Ti в Принильской области обусловлено тем, что нильские выносы в голоцене больше всего накопились к северу, северо-востоку и к востоку от устья. а в позднем вюрме – к северо-западу от него.

Колебания темпов накопления титана в стратиграфическом разрезе также находятся в прямой зависимости от соответствующих изменений в накоплении терригенного силикатного материала.

В гранулометрическом спектре титан распределяется различным образом при разных темпах аккумуляции отложений. Судя по распределению абсолютных масс Ti в гранулометрическом спектре, в голоцене в областях с высокими темпами осадконакопления Ti концентрируется в основном в пелитовых фракциях и почти равномерно в мелкоалевритовой и пелитовых фракциях при низких скоростях седиментации (рис. 91, *а*). Эта особенность проявляется и в верхневюрмских отложениях (рис. 91, *б*). В повышенных количествах в субколлоидной фракции Ti здесь накапливается в Левантской и в глубоководной части Центральной впадин.

В пелитовом материале основная масса Ti , очевидно, представлена тонкодисперсным лейкоксеновым веществом, образовавшимся при выветривании основных пород. На это указывают находки многочисленных лейкоксенизированных зерен в алевритовой фракции илов.

В средиземноморских осадках довольно часто встречаются также мельчайшие иголки рутила.

В областях, где темпы седиментации низкие, заметную часть силикатного материала в осадках составляет эоловый материал. В песчано-алевритовых фракциях Ti представлен ильменитом, рутилом, брукитом, анатазом, сфеном. Преобладает, как правило, ильменит. Эти минералы характерны для пляжевых отложений и в глубоководную область часто заносятся эоловым путем.

Таким образом, в одних районах преобладает Ti , поступивший в водоем в составе тонкодисперсного речного материала, а в других — почти в равной степени представлен как речным, так и эоловым материалом. Последнее весьма характерно для верхнеюрмских отложений. Это и естественно, поскольку именно тогда эоловый перенос играл в осадочном процессе весьма существенную роль.

НАКОПЛЕНИЕ И КОНЦЕНТРАЦИЯ ФОСФОРА В ОСАДКАХ

С о д е р ж а н и е P определено в 24 зарубежных колонках [377], а также в 29 колонках, собранных советскими экспедициями (рис. 78). Исследованиями охвачен весь разрез верхнечетвертичных осадков из всех основных бассейнов Средиземного моря. Результаты частично представлены на рис. 92, *a*.

По нашим и зарубежным данным, содержания P в верхнечетвертичных осадках весьма низкие и чаще всего составляют около или ниже 0,05%. Весь разрез отложений более обогащен P (около 0,1%) лишь в Принильском районе, Левантийской впадине и на калабрийском континентальном склоне (Центральный бассейн). В других областях Средиземноморского бассейна повышенные концентрации P (0,1–0,2%) встречаются всего лишь на единичных горизонтах.

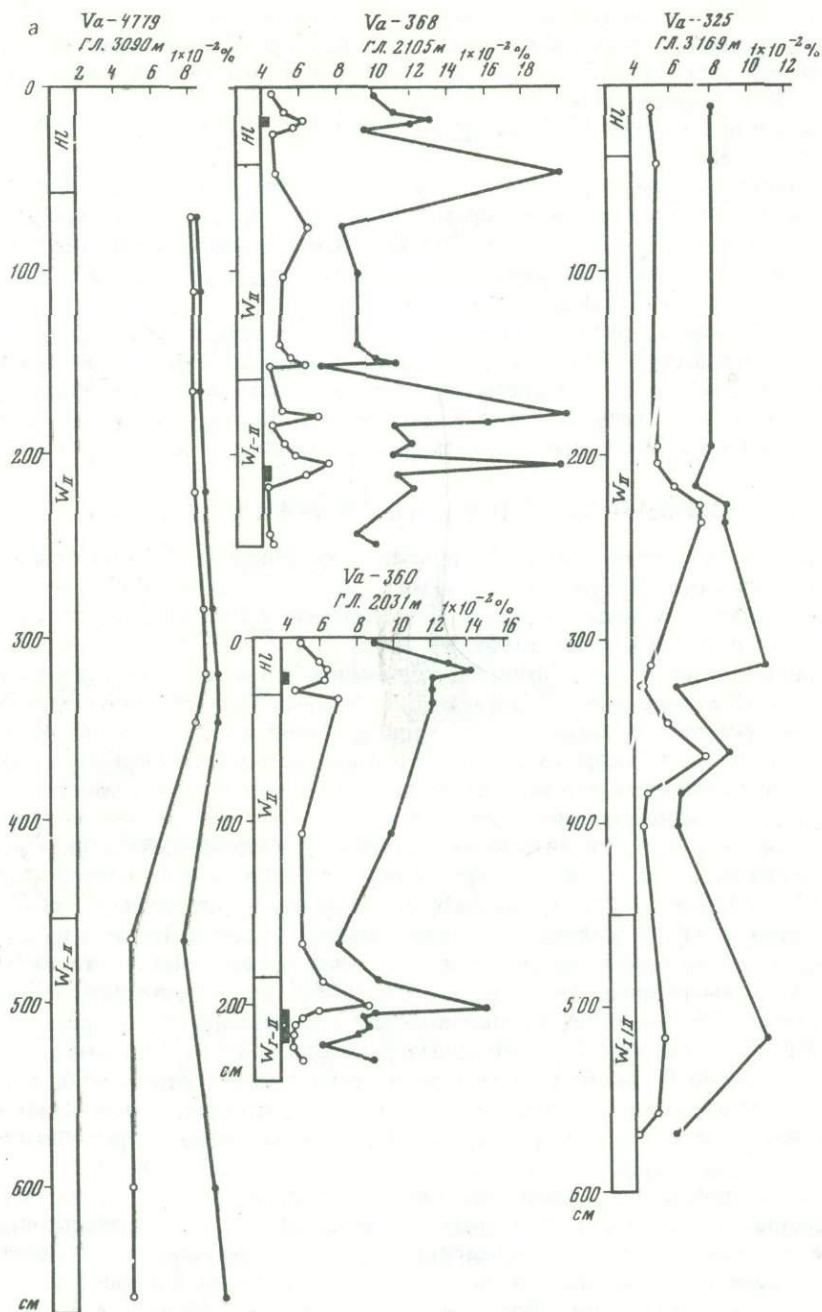
На Принильском континентальном склоне и в Левантийской впадине повышенные содержания P (до 0,08%) наблюдаются в глинистых и алевритово-глинистых илах, а пониженные — в карбонатных отложениях. Чередованием терригенных и карбонатных илов объясняются изменения величины P , например, в разрезе осадков на станции А-188, располагающейся на восточной окраине Левантийской впадины, причем более высокие его концентрации (0,096–0,12%) соответствуют терригенным илам. Таким образом, существенные колебания содержания P в разрезе отложений прежде всего обусловлены неравномерным разбавлением P карбонатами.

На содержание P практически не влияет гранулометрический состав отложений. Так, его концентрации в терригенных пелитовых, алевритово-пелитовых, мелкоалевритовых илах и в крупных алевритах Левантийской впадины колеблются в пределах от 0,082 до 0,087%.

На Восточно-Средиземноморском валу, в Эллинском желобе, по периферии Центральной долины, где распространены известковые и сильноизвестковые фораминиферо-кокколитовые илы с сериями прослоев сапропелевидных илов, содержания P чаще всего низкие. Связь повышенных значений P с сапропелевидными илами устанавливается лишь спорадически. По данным Э. Олауссона [377], относительно обогащен P один из сапропелевидных прослоев среднеюрмского возраста на станции А-190. Интересно, что максимальное содержание P (0,092%) здесь приурочено к низам горизонта, а пониженное (0,039%) — к средней его части. Повышенные значения P (0,15–0,18%) отмечены в одном из сапропелевидных прослоев на станции А-198 из Центральной впадины и на А-178 из принильского континентального склона. Довольно часто в отмеченных областях повышенные содержания P (0,13–0,26%) тяготеют к илам, залегающим несколько выше сапропелевидных прослоев (А-189, -195, -196, -197).

По нашим и зарубежным данным выявлено относительное обогащение P (0,1–0,2%) некоторых прослоев вулканогенных алевритов, а также илов с примесью вулканогенного материала в северной части Центральной (А-198, А-199), Южно-Адриатической и Тирренской впадинах (Va-317, -325, -952, А-201, -205).

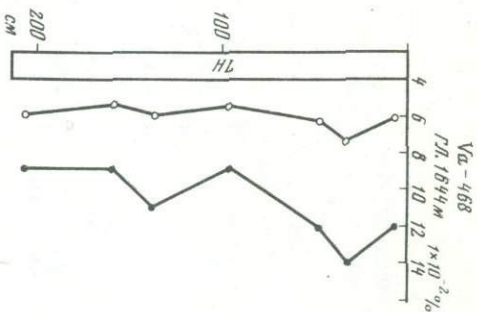
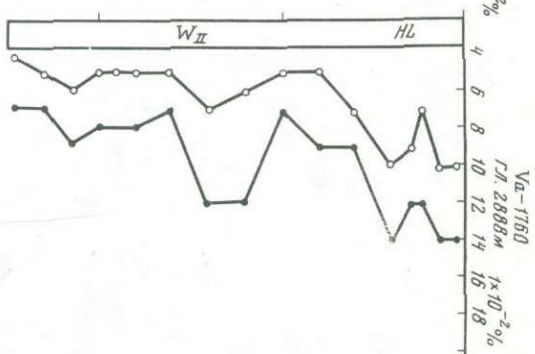
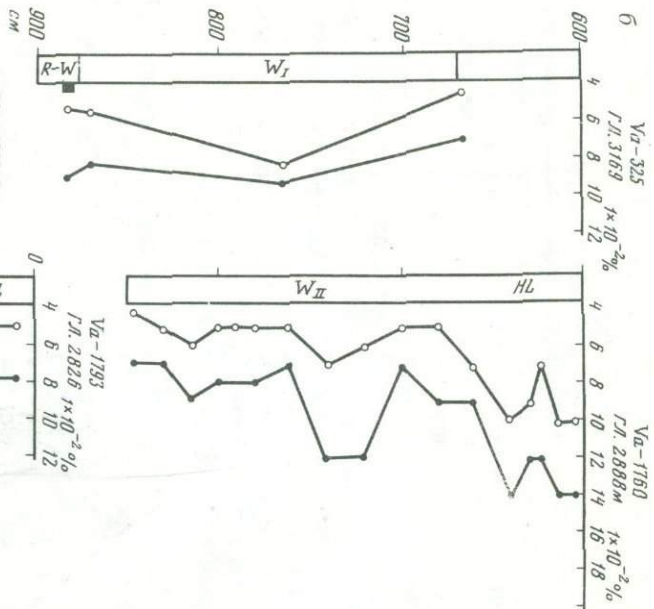
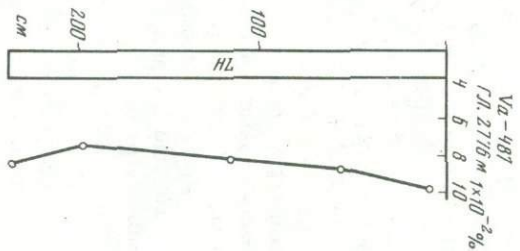
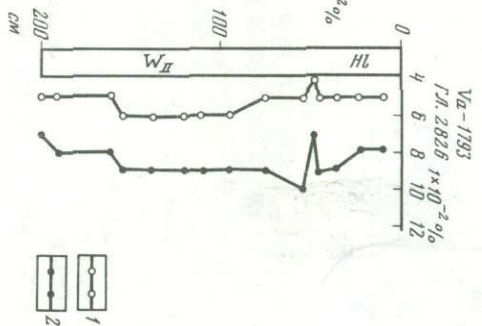
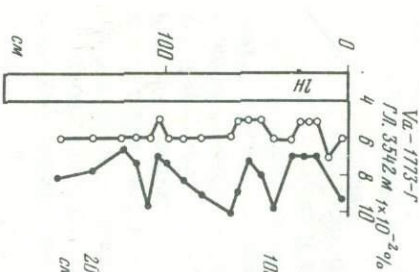
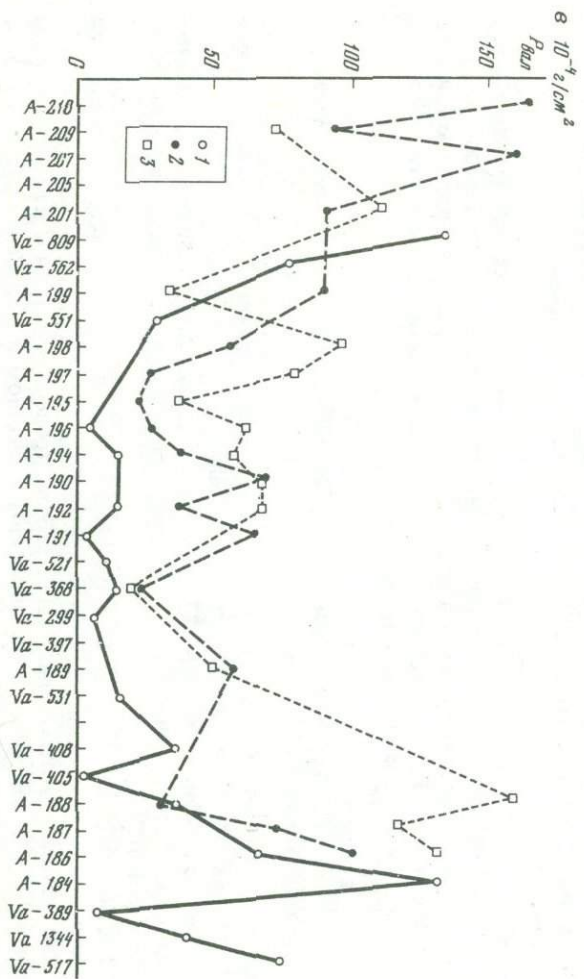
В Алжиро-Прованской впадине относительное повышение содержания P приуро-



Р и с. 92. Распределение $P_{вал}$ в верхнечетвертичных осадках Средиземного моря
 а – содержания в характерных колонках, б – $P_{вал}$ (1) и $C_{орг}$ (2). Индексы станций на рис. 1. Черные прямоугольники – положение прослоев сапропелевидных илов; в – абсолютные массы: 1 – H1, 2 – WII, 3 – WI/I

чено чаще всего к терригенным илам, которые иногда относительно обогащены органическим веществом (A-209, A-210, Va-767, Va-1443).

Во всех изученных водоемах крупные стратиграфические горизонты практически не отличаются друг от друга по концентрациям P . Лишь в Левантской впадине более обогащены P верхневюрмские отложения (Va-4779). Это обусловлено тем, что они сложены в основном терригенными отложениями, а на остальных стратигра-



фических горизонтах преобладают известковые и сильноизвестковые илы. При пересчете Р на бескарбонатный осадок отмеченная разница исчезает.

Абсолютные массы Р, рассчитанные для голоценовых, верхне-, средне-, нижневюрмских осадков ряда областей Средиземного моря свидетельствуют о прямой его зависимости от особенностей накопления силикатного материала (рис. 92, б). Не обнаружено ясной количественной корреляции между Р и органическим веществом, в том числе в прослоях сапропелевидных илов. Вполне возможно, что это отчасти связано с перераспределением Р в разрезах в процессе диагенеза. Надо полагать, что в период накопления сапропелевидных илов все же заметная часть Р попадала в осадки в органической форме в фекалиях планктона в силу специфических условий осадконакопления. В периоды нормальной аэрации вод, очевидно, основная его часть, как и на современном этапе, минерализовалась еще в верхнем слое вод (до 50 м) и снова вступала в биологическую цепь.

По-видимому, в позднечетвертичное время основная масса Р осаждалась в виде тонкодисперсной минеральной взвеси, поставляемой речным стоком. На это указывает явное тяготение Р к субколлоидной фракции в гранулометрическом спектре отложений.

В Тирренскую впадину периодически поступал обогащенный Р вулканогенный материал, связанный с выбросами Стромболи и некоторыми извержениями Соммы-Везувия. Продукты размыва лав Этны поставляли богатый Р вулканокластических материал в северо-западную область Центральной впадины.

Концентрация Р в верхнечетвертичных осадках прямо не связана с количественным его распределением, а больше всего зависит от степени обогащения Р поступающего в море осадочного материала, от его концентрации органическим веществом и разбавления карбонатами.

На большем отрезке позднечетвертичного времени в море поступал в общем бедный Р речной материал, свидетелем чего являются бедные Р слабокарбонатные и бескарбонатные глинистые и алевритово-глинистые илы, а также алевриты и пески, распространенные поблизости от водосбора с хорошо развитой речной сетью. Более богатый Р материал поступал в теплые влажные фазы голоцена, среднего вюрма, ресс-вюрма и во время формирования сапропелевидных илов, когда на водосборе происходило активное химическое выветривание. Благоприятные условия для его концентрации возникали именно в местах образования сапропелевидных илов. В этих палеохалистатических областях, наряду с осаждением тонкодисперсного терригенного субколлоидного материала, в составе которого идет большая часть Р, он фоссилизовался также совместно с органикой в виде фекальных комков зоопланктона. К настоящему времени сохранились лишь редкие свидетельства обогащения сапропелевидных илов Р. Повышенные содержания Р, часто встречаемые поверх этих илов, свидетельствуют о его миграции из сапропелевидных илов в процессе диагенеза.

Таким образом, наряду с концентрацией Р в илах в процессе седиментации, в разрезах проявляется вторичное его концентрирование, связанное с диагенезом осадков.

Повышенная концентрация Р в некоторых прослоях осадков Тирренской и северо-западной части Центральной впадины обусловлена накоплением богатого Р вулканогенного и вулканокластического материала.

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ НАКОПЛЕНИЯ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ

Уран. В современных осадках Средиземного моря содержания U низкие и ограничены сравнительно узкими пределами колебаний — от $2 \cdot 10^{-5}$ до $4 \cdot 10^{-4}$ [5]. Более высокие содержания ($n \cdot 10^{-4}\%$) чаще всего совпадают с прибрежными зонами максимальных содержаний $C_{орг}$. В центральной области бассейна содержания урана падают до $n \cdot 10^{-5}\%$.

В целом в распределении U в современных осадках выявляется определенная количественная корреляция с содержаниями $C_{орг}$.

Как показано в отмеченной выше работе, процесс фиксации U из морской воды заключался в адсорбции его органическим веществом и особенно продуктами преобразования хитина.

В верхнечетвертичных осадках Средиземного моря в большинстве случаев U распределяется весьма монотонно: концентрации его обычно составляют $1,4 \cdot 10^{-4}\%$ [5]. Исключением являются разрезы отложений Восточного и Центрального бассейнов, где встречены прослои сапропелевидных илов. Исследования, проведенные в нескольких колонках, показали, что к сапропелевидным прослоям приурочены повышенные или максимальные концентрации U (рис. 93), которые достигают $3,5 \cdot 10^{-3}\%$.

Следует отметить, что максимум значений не всегда соответствует сапропелевидному прослою. К примеру, в колонках Va-360 и Va-368 (рис. 93, б и в) наибольшие содержания U встречены непосредственно ниже того слоя, где выявлен максимум в содержаниях хлороформенной части битуминоидов.

Экспериментальные исследования свидетельствуют, что в ходе преобразования органического вещества битумные фракции способны перемещаться в нижележащие слои. Возможно, что такого рода явление имело место и в рассматриваемом случае, и что битумы увлекли за собой U, находившийся первоначально в сорбированном виде на поверхности органических частиц в сапропелевидном илу.

Очевидно, с диагенетическими процессами связано также резкое повышение содержания U в колонке Va-368 на горизонте 150–153 см, где залегают карбонатные конкреции, а содержание $C_{орг}$ фоновое (0,4%).

В общем выясняется, что диагенетические процессы определяют ряд аномалий, обнаруженных на фоне общей корреляции урана и $C_{орг}$.

Наличие связи U с органическим веществом в средиземноморских осадках позволяет с определенной долей условности рассматривать отношение $U/C_{орг}$ как показатель степени концентрации U на органических компонентах осадков.

В тех случаях, когда U концентрируется в осадках за счет поступления его из морской воды, эффект этого процесса может зависеть как от интенсивности циркуляции придонных вод, так и от скорости осадкообразования, иными словами, с интенсификацией циркуляции и понижением скоростей седиментации отношение $U/C_{орг}$ должно возрастать.

Высокие значения коэффициента $U/C_{орг}$ в сапропелевидных прослоях обусловлены прежде всего низкими темпами осадконакопления и существованием периодического сероводородного заражения придонных вод во время образования этих отложений. Последнее обстоятельство благоприятствовало осаждению U из водного слоя.

Вторичные процессы (диагенетические) привели к рассеянию U из сапропелевидных илов.

Молибден, кобальт, медь. Анализ нескольких типовых проб средиземноморских осадков показал [5], что в поверхностном слое илов Mo, Co, C, V распределяются иначе, чем органическое вещество.

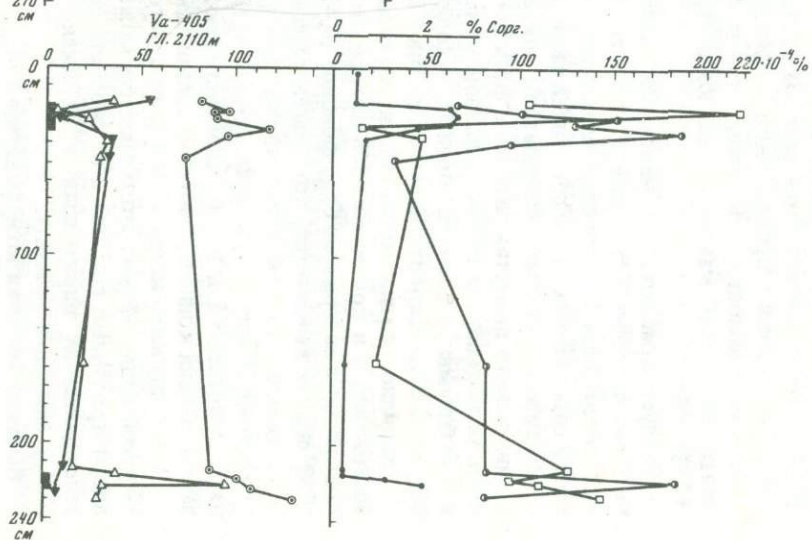
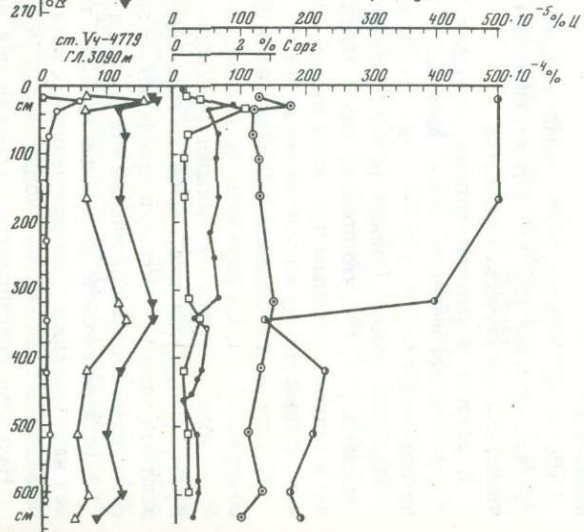
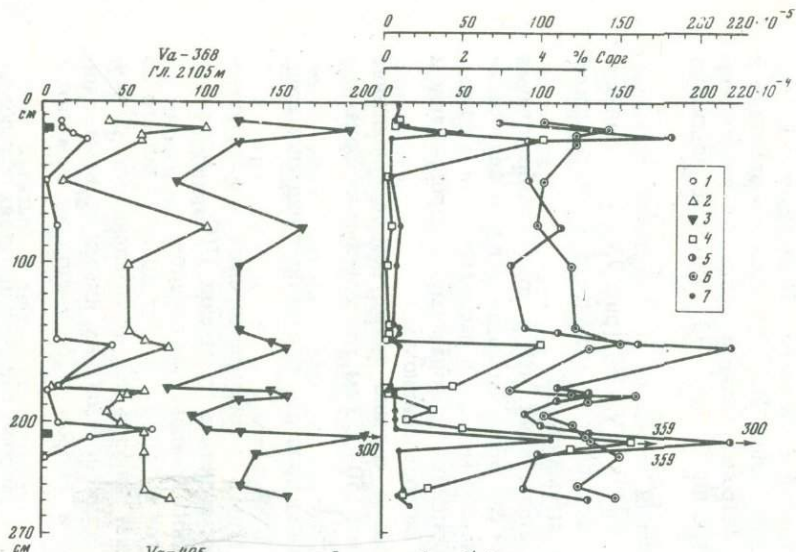
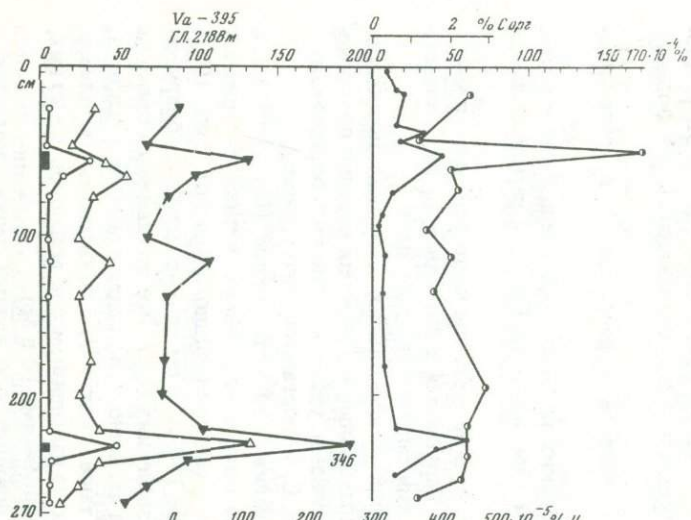
В разрезе верхнечетвертичных осадков редкие металлы часто отличаются монотонным распределением. Эта монотонность нарушается в восточной части Средиземного моря и в разрезах отложений с прослоями сапропелевидных илов.

Изучение распределения редких металлов в нескольких колонках позволили выяснить [5, 103], что повышенные и максимальные их значения нередко приурочены к сапропелевидным прослоям, иными словами, удалось установить определенную корреляцию между концентрациями Mo, Co, C, V и органического углерода.

Вместе с тем подмечены случаи нарушения этой корреляции. Например, пики содержаний Cu, Co сдвинуты на несколько сантиметров вверх, а пики содержаний Mo – вниз относительно нижнеголоценового сапропелевидного прослоя (рис. 103). Кроме того, в колонке Va-368, на горизонте 150–153 см редкие металлы обнаруживают отчетливый максимум при фоновых значениях $C_{орг}$. Все это является прямым следствием перераспределения Mo, Co, Cu, и частично V, в процессе диагенеза осадков.

В седиментогенезе указанные металлы также, как и U, в повышенных количествах накапливались в сапропелевидных илах. В дальнейшем они мигрировали из них, по-видимому, совместно с подвижными соединениями Fe и Mn.

Наиболее благоприятные условия для повышенного выноса редких металлов с водосбора были в теплые влажные фазы нижнего голоцена среднего вюрма, и рессвюрма и других межледниковий в связи с широким развитием химического выветривания.



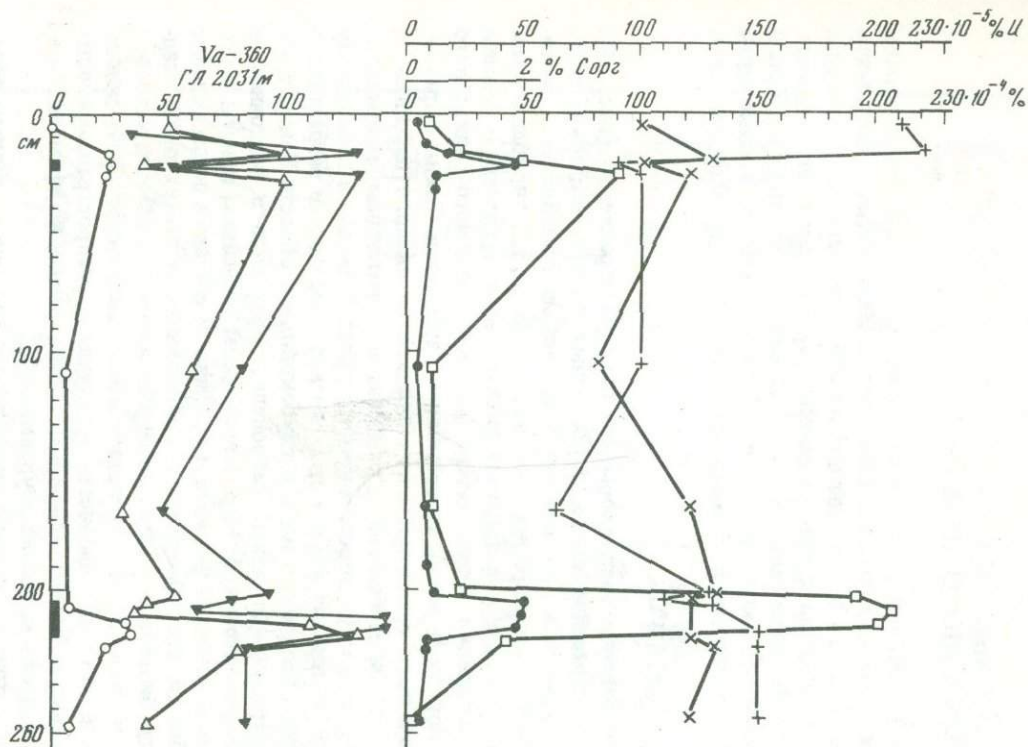
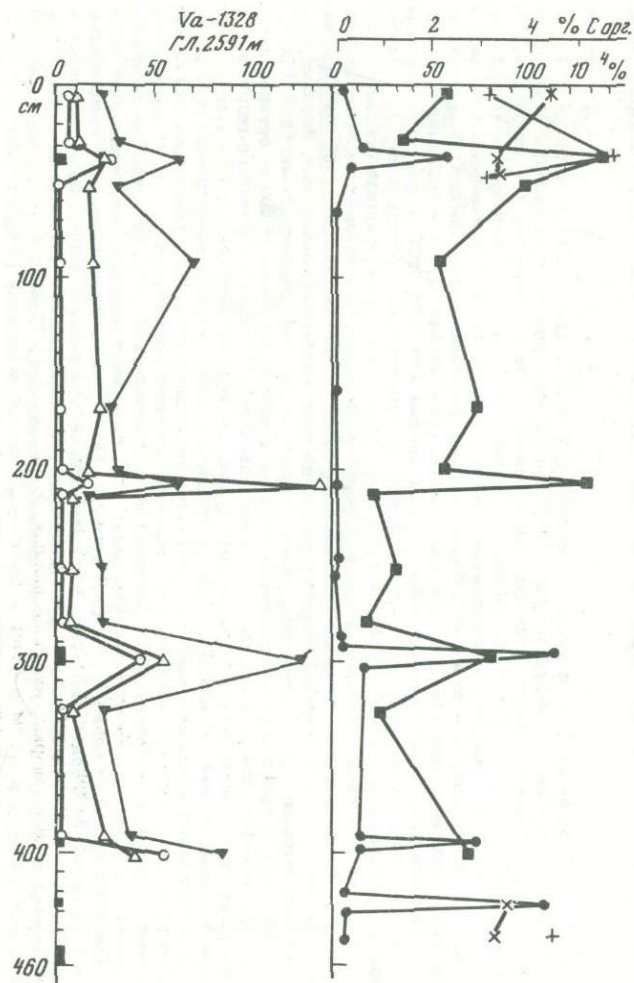


Рис. 93. Распределение микроэлементов в верхнетчетвертичных осадках
Восточного (а, б) и Центрального (в) бассейнов
Положение колонок дано на рис. 1
1 - Mo, 2 - Co, 3 - Ni, 4 - U, 5 - V, 6 - Cr, 7 - Сорг

ОСАДКООБРАЗОВАНИЕ НА ОТДЕЛЬНЫХ ЭТАПАХ
ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНОГО ВРЕМЕНИ

Наиболее полные сведения получены об особенностях накопления средне-верхне-юрмских, голоценовых и современных осадков. Они характеризуют принципиальные стороны осадочного процесса в периоды потеплений с переменным климатом, резких похолоданий и потеплений с преобладанием жаркого и теплого климата. В течение ледникового плейстоцена такие этапы чередовались неоднократно. Таким образом, на примере этих нескольких этапов можно уловить наиболее важные черты осадочного процесса на сравнительно большом промежутке времени (0,69 млн. лет).

СРЕДНЕВЮРМСКИЙ ЭТАП

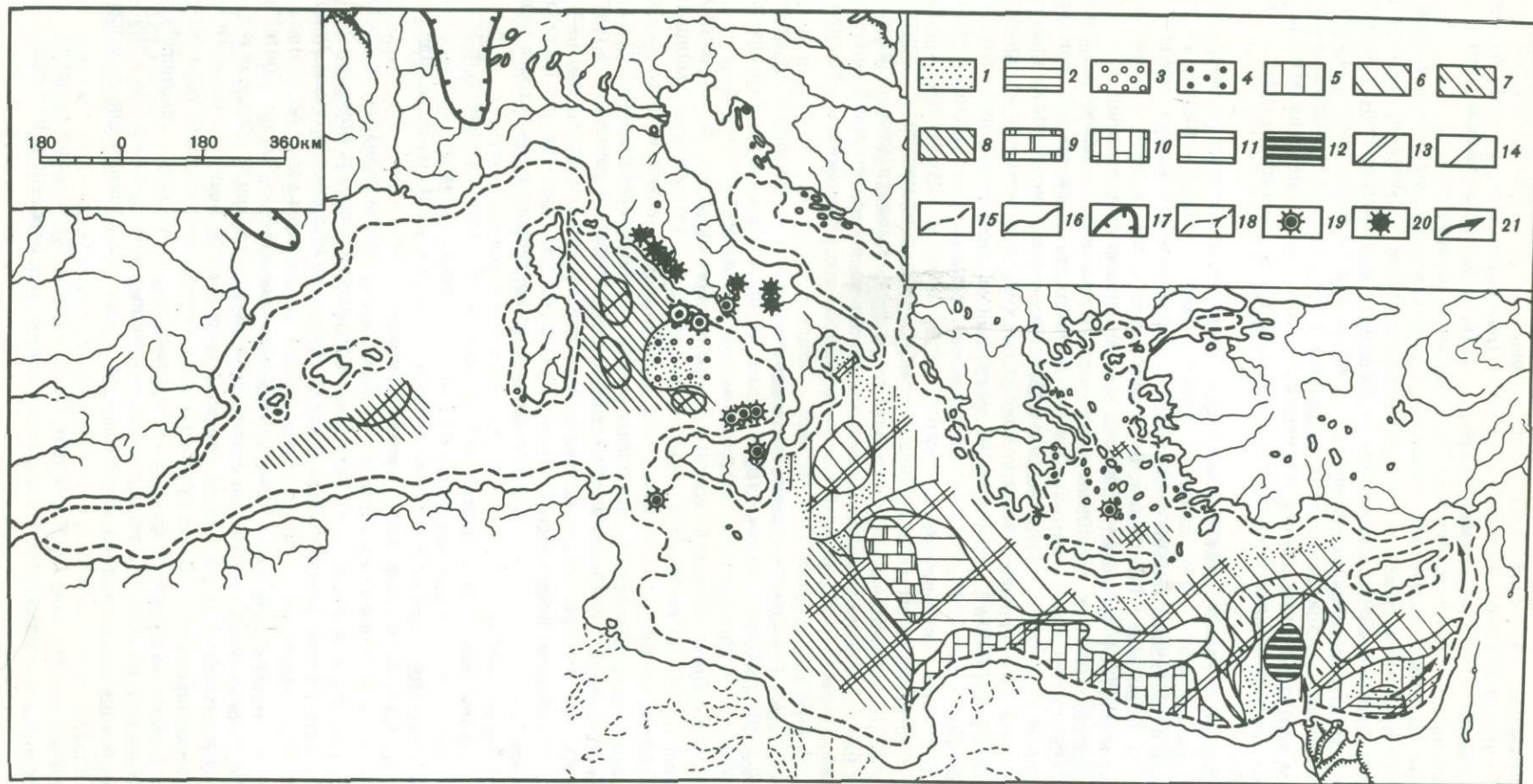
Для площадного распространения средневюрмских осадков характерно (рис. 94): 1) Более широкое распространение высококарбонатных илов в восточной части Средиземного моря по сравнению с западными и северными бассейнами и расширение их площади в первой по мере продвижения с севера на юг, т.е. с приближением к африканскому побережью. Поля сильноизвестковых илов тяготеют к местам низких темпов осадконакопления. Здесь низкие массы терригенного силикатного материала и несколько понижены массы гетерогенных карбонатов. Таким образом, появление высококарбонатных средневюрмских осадков — явление пассивное и связано в основном со слабым разбавлением карбонатов терригенным материалом. С устойчивым циклоническим круговоротом вод, препятствовавшим интенсивному накоплению терригенного материала внутри его, связано образование разреза сильноизвестковых однородных пелитовых илов в глубоководной области Центрального бассейна. 2) Распространение прослоев сапропелевидных илов в Восточном и Центральном, а также Тирренском и Алжиро-Прованском бассейнах, причем в последних они развиты весьма слабо. 3) Высокая изменчивость состава в вертикальном разрезе Принильской области, где отмечается переслаивание почти всех типов осадков — от терригенных до биогенных. Характер переслаивания терригенных илов с биогенно-терригенными и биогенными на принильском континентальном склоне и в Левантйской впадине указывает на частые флуктуации распространения нильского материала, что предопределено изменениями схемы течений во времени. Причины этих изменений коренятся в колебаниях уровня моря.

Отмечается повышенная примесь песчано-алевритового материала главным обра-

Р и с. 94. Схема распространения средневюрмских осадков (возраст 30–50 тыс. лет н.)

1 — районы широкого распространения турбидитов, разнородных по составу; 2 — терригенные илы, пелитовые и алевритово-пелитовые в основном бескарбонатные ($< 10\% \text{CaCO}_3$) и слабожелезистые (5–10% Fe) с прослоями обломочных алевритов; 3 — вулканогенно-терригенные илы с частыми пепловыми прослойками мощностью до 10 см, сложенными мелкими и крупными алевритами; 4 — то же, но с более редкими пепловыми прослойками; 5 — терригенные илы, в основном пелитовые и слабоизвестковые (10–30% CaCO_3); 6 — биогенно-терригенные илы, пелитовые и алевритово-пелитовые, известковые (30–50% CaCO_3) фораминиферовые и кокколито-фораминиферовые с прослойками органогенно-обломочных алевритов, слабо-марганцовистых илов (редко); 7 — то же, но с прослоями терригенных слабоизвестковых илов; 8 — то же, но с прослоями сильноизвестковых фораминиферо-кокколитовых и кокколитовых илов; 9 — биогенные илы, тонкодисперсные пелитовые, сильноизвестковые (50% CaCO_3), чаще — 50–55%; 10 — биогенные илы, пелитовые, но чаще алевритово-пелитовые, фораминиферо-кокколитовые и кокколитовые, редко птероподовые, сильноизвестковые (50% CaCO_3 , чаще 50–60%) с прослоями известковых, а также слабо-марганцовистых илов, органогенных и органогенно-обломочных алевритов; 11 — переслаивание биогенных и биогенно-терригенных илов, пелитовых и алевритово-пелитовых, известковых и сильноизвестковых; 12 — терригенные бескарбонатные и слабоизвестковые илы, с прослоями фораминиферо-кокколитовых илов, известковых и сильноизвестковых, а также разнородных алевритов; 13 — серии прослоев сапропелевидных илов (1,5–10% органического вещества и более) мощностью от 1 до 10 см и более, биогенно-терригенных, биогенных, пелитовых и алевритово-пелитовых, от слабо- до сильноизвестковых, с повышенной примесью птеропод; 14 — единичные прослои сапропелевидных илов.

Элементы палеогеографии: 15 — край шельфа; 16 — одна из береговых линий средневюрмского бассейна, примерно совпадающая с современной (на основе данных, представленных в главе II); 17 — горные ледники (предположительно); 18 — предположительная речная сеть во время пльвиалов среднего вюрма (на основе данных, приводимых в главе II); 19 — наземные вулканы, действующие в среднем вюрме; 20 — то же, но более древние (четвертичные); 21 — основные направления переноса нильского осадочного материала



зом раковинного на положительных формах дна и развитие турбидитов в небольших глубоководных впадинах (Эллинских и др.). Это происходило за счет более интенсивного накопления органогенных карбонатов (птероподы, фораминиферы и др.) на повышениях и благодаря образованию турбидитов во впадинах.

Темпы осадконакопления в среднем вюрме максимальны для позднего плейстоцена. В восточном бассейне они составляли от 6 до 30 см за 1000 лет, достигая наибольших величин в Принильской области. Медленнее всего седиментация протекала (6—10 см/100 лет) на обширной площади Восточно-Средиземноморского вала [121].

Интенсивность осадконакопления в среднем вюрме контролировалась главным образом характером накопления терригенного силикатного материала. Меньше сказывалась аккумуляция гетерогенных карбонатов и еще меньше — органического вещества.

Терригенная седиментация. Темпы ее повышены в ряде областей периферической зоны моря и низкие — на Восточно-Средиземноморском валу. В центральных областях моря их величины больше в Тирренском и Алжиро-Прованском западных бассейнах по сравнению с Восточным. В составе глинистого материала в Восточном и Центральном [126] бассейнах отмечены резкие колебания изменения содержания монтмориллонита. Они повышены в сапропелевидных илах, образовавшихся в периоды теплового влажного климата, причем это наблюдается и в районах, примыкающих к ныне пустынному африканскому побережью, где на современном этапе монтмориллонита накапливается несравненно меньше. С увлажнением африканского побережья в это время более интенсивно эродировались распространенные там неоген-четвертичные лавы, откуда и сносились наносы, обогащенные монтмориллонитом. Периоды, когда формировались осадки, залегающие между сапропелевидными илами (это периоды засушливого теплого и суббореального климата) характеризовались более интенсивным накоплением гидрослюд, золотого кварца. В среднем вюрме нильский материал распространялся не только по современной схеме вдоль Ближневосточного побережья. В периоды неглубоких регрессий он поступал и в Левантскую впадину.

Флуктуации переноса нильского материала привели к ритмичному чередованию то более, то менее карбонатных, то совсем бескарбонатных илов и неравномерное обогащение осадков терригенным песчано-алевритовым материалом.

Карбонатообразование. Абсолютные массы карбонатов в восточной части моря менялись от 0,75 до 10,56 г/см², чаще составляя 2,2—6,23 г/см². В целом они выше, чем в более молодых горизонтах. В площадном распространении масс привлекает внимание приуроченность пониженных величин к Восточно-Средиземноморскому валу и большие их колебания в Эллинской системе впадин. В центральных областях Тирренской и Алжиро-Прованской впадин массы карбонатов выше, чем в соответствующей области Восточного бассейна. Представляется, что обе эти особенности являются следствием прежде всего более слабого биогенного карбонатообразования в Восточном бассейне.

В среднем вюрме доминировало биогенное карбонатообразование, а усиление поступления терригенных карбонатов было периодично, на это указывает преобладание обычного и магнезиального кальцитов в составе карбонатов, основная часть которых продуцируется фораминиферами и кокколитами.

Накопление органического вещества. В средневюрмском горизонте наблюдаются максимальные для позднего плейстоцена темпы накопления органического вещества. Высокие их величины характерны для Принильской области и системы Эллинских впадин, а пониженные — на Восточно-Средиземноморском валу. Абсолютные массы органического вещества в центральных областях Алжиро-Прованской и Тирренской впадин выше их величин по сравнению с соответствующей областью восточной части Средиземного моря. Таким образом, органическое вещество более интенсивно аккумулятировалось в более гумидных областях, причем, главным образом за счет планктонного материала. В фазы теплого влажного и умеренного влажного климата в условиях сероводородного заражения придонных вод происходила интенсивная аккумуляция планктонного материала, что привело к образованию сапропелевидных илов.

Накопление Fe, Mn, Ti, P и U, Mo, Ni, Co, V, Cu. Для средневюрмских осадков присущи частые колебания перечисленных элементов, особенно в Восточном бассейне.

не. В Восточном и Центральном бассейнах Fe, Mn и все изученные микроэлементы, наиболее интенсивно накапливались в фазы теплого влажного климата. Это были периоды наиболее активного химического выветривания на водосборе, когда эти элементы в больших количествах поставлялись в море.

В Алжиро-Прованской и Тирренской впадинах наблюдаемые колебания содержания Fe, Mn, Ti не столь отчетливо коррелируют с климатическими изменениями, как в Восточном и Центральном бассейнах. Это связано, очевидно, с большой частотой и сложностью этих изменений в Тирренской впадине, кроме того с особенностями накопления пирокластического материала.

ПОЗДНЕВЮРМСКИЙ ЭТАП

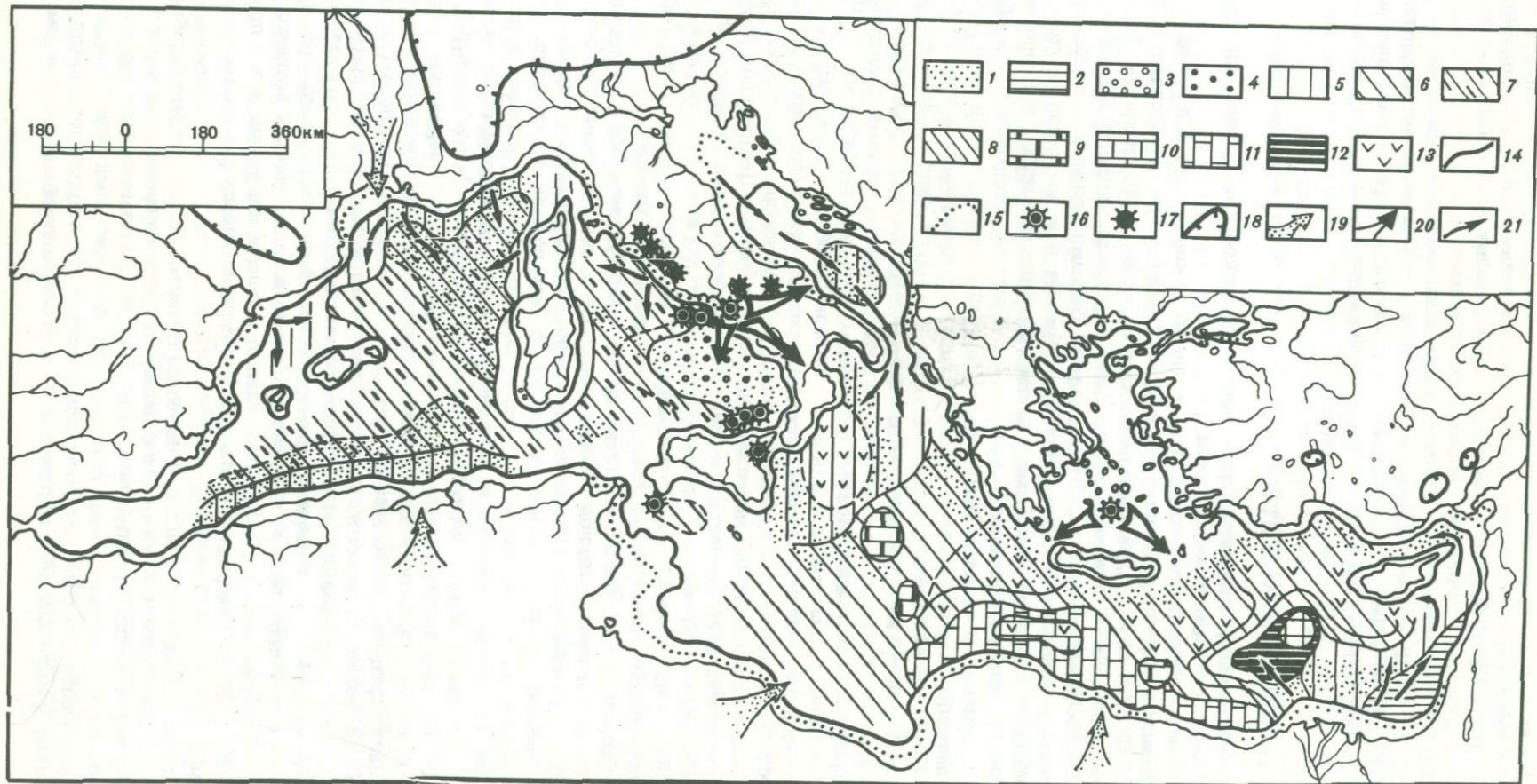
В площадном распространении верхневюрмских осадков и их составе обращают на себя внимание следующие особенности (рис. 95)

1) Более широкое распространение сильноизвестковых илов в восточной части Средиземного моря по сравнению с западными бассейнами и проявление некоторой широтной зональности в распределении илов с разной карбонатностью. 2) Более высокие содержания органического вещества в осадках западных бассейнов, особенно Алжиро-Прованском. 3) Существенно большая примесь вулканогенного материала в разрезах Тирренской впадины (особенно в восточной ее половине) по сравнению с другими бассейнами и полное отсутствие прослоек вулканогенного алеврита в Алжиро-Прованской впадине. 4) Большое фациальное разнообразие верхневюрмских осадков в Восточном и Центральном бассейнах и многократное переслаивание разных типов осадков в областях, примыкающих к хорошо увлажняемым частям водосбора, особенно напротив авандельты Нила. 5) Заметное снижение карбонатности илов в нижней части верхневюрмского горизонта в ряде областей восточной части Средиземного моря, сопровождающееся местами существенным обогащением песчано-алевритовым материалом (прослой турбидитов). 6) Частое переслаивание разных типов осадков в центральной области западных бассейнов.

Особенности состава верхневюрмского горизонта указывают на интенсивную терригенную седиментацию и изменчивый ее характер в западных бассейнах, сложную схему распределения терригенного материала в Восточном и Центральном бассейнах и более интенсивное накопление терригенного материала здесь в первой половине позднего вюрма. Кроме того, они свидетельствуют об изменчивости площадного распространения речного материала напротив авандельт крупных рек, большой активности наземного вулканизма на западном побережье Апеннин.

Интенсивное накопление терригенного материала и связанное с ним снижение карбонатности илов в первой половине позднего вюрма, отмеченное в Восточном бассейне, не может быть объяснено существенным увлажнением климата, поскольку спорово-пыльцевые спектры указывают на засушливый его характер. Причина коренится в низком уровне моря в это время, что повлекло усиление эрозии рек, сокращение ширины шельфа и, в конечном счете, возрастание объемов речного материала, поставляемого в глубоководную область моря. На глубокую регрессию моря в позднем вюрме указывает своеобразие распределения терригенных осадков в Принильской области и их широкое распространение в Левантийской впадине (впадина Геродота), почти весь верхневюрмский горизонт здесь сложен нильскими илами. В целом, выясняется, что нильские наносы в это время распространялись не только к северо-востоку от устья, как сейчас, и не только на север и северо-запад и северо-восток, как в среднем вюрме, но и на запад-северо-запад. Этот процесс мог протекать лишь при соответствующей схеме течений, которая возникла благодаря появлению выступа авандельты Нила при понижении уровня моря примерно до -100-120 м. Северная его граница примерно совпадала с современным краем шельфа.

При регрессии моря сузились и обмелели проливы, вследствие чего ослабло влияние атлантического течения на циркуляцию средиземноморских вод в центральной и восточной частях Средиземного моря. Это обстоятельство благоприятствовало порождению многочисленных круговоротов поверхностных вод под действием доминирующих северных северо-западных ветров. Эти круговороты предопределяли схему распространения терригенного и другого генезиса материала и тем самым



контролировали локализацию площади и разнообразие фаций верхневюрмских осадков.

Регрессия моря, а также более мелкие осцилляции его уровня благоприятствовали также активному накоплению на больших глубинах турбидитов, разнородных по составу слагающего материала. С приближением устьев рек к краю шельфа, резко усиливался перенос песчано-алевритового материала в глубь моря суспензионными потоками по подводным долинам.

Повышенная засушливость климата и регрессия моря привели к коренной перестройке осадочного процесса в Восточном и Центральном бассейнах, что выразилось в сокращении площади сильноизвестковых фораминиферово-кокколитовых илов и расширению полей терригенных осадков, а также в более широком распространении турбидитов, особенно в области континентального склона и у его подножья. Переменный климат в сочетании с регрессией моря привели к резкому сокращению площади сильноизвестковых илов в западных бассейнах.

Скорости осадконакопления в позднем вюрме изменялись от 2 до 40 см и более за 1000 лет. В восточной и центральной частях моря они составляли 5–10 см/1000 лет, существенно повышаясь лишь в Принильской области, на Южно-Апеннинском континентальном склоне (10–20 и 20–40 см/1000 лет и выше). Значительные колебания их величин отмечаются в Эллинской системе впадин. В Алжиро-Прованской и Тирренской впадинах доминировали скорости 20–40 см/1000 лет и больше (рис. 44). В целом темпы седиментации в позднем вюрме были ниже по сравнению со средним вюрмом.

Как и в среднем вюрме, скорости осадконакопления в позднем вюрме почти полностью контролируются интенсивностью терригенной седиментации (рис. 45). Меньшее влияние оказало накопление биогенного материала: карбонатов и органического вещества. Области максимальных скоростей осадконакопления тяготеют к периферийной зоне особенно к авандельтам крупных рек, а также к бассейнам с наиболее гумидным водосбором.

Сопоставление схемы скоростей осадконакопления с фациальной показывает, что высококарбонатные илы в верхневюрмских горизонтах тяготеют к областям низких темпов седиментации, причем там снижены не только абсолютные массы силикатов, но и гетерогенных карбонатов. Таким образом, принципиальный механизм образования этого типа осадков в позднем вюрме сходен со средневюрмским.

Терригенная седиментация. Темпы накопления терригенного силикатного материала в позднем вюрме изменялись от 1 до 30 г/см² и более за 1000 лет. Они максимальны вблизи авандельт крупных рек и повышены в ряде областей периферийной зоны моря, прилегающей к участкам водосбора с хорошо развитой речной сетью (рис. 45). Существенно, что в центральных областях западных бассейнов (Алжиро-Прованском, Тирренском) они выше по сравнению с центральной зоной восточной половины моря (10–15 и 2–5 г/см² соответственно). Более интенсивному поступлению терригенного материала в центральные области западных бассейнов благоприятствовало равномерное развитие речной сети на побережье, крутые сравнительно неширокие склоны и простая морфология дна (отсутствие ловушек осадочного материала у подножья склона). В определенной степени сказалась также и несколько большая влажность климата в Западном Средиземноморье по сравнению с Восточным.

Темпы терригенной седиментации в позднем вюрме ниже, чем в среднем вюрме. Есть существенные отличия в размещении полей максимальных и высоких величин

Р и с. 95. Схема распространения верхневюрмских осадков (возраст 11–30 тыс. лет назад)

Условные знаки 1–9 – те же, что на рис. 94, 10 – биогенные илы, пелитовые, но чаще алевритово-пелитовые, фораминиферово-кокколитовые и кокколитовые, сильноизвестковые (50% CaCO₃, чаще 50–60%, редко – 60–70%) с прослойками органогенно-обломочных алевритов; 11 – то же, но с прослоями известковых илов (30–50% CaCO₃); 12 – терригенные бескарбонатные и слабоизвестковые с прослоями фораминиферово-кокколитовых илов, известковых и сильноизвестковых с прослойками органогенно-обломочных алевритов; 13 – единичные маломощные (ед. см) прослойки вулканогенного мелкого алеврита

Элементы палеогеографии: (на основе данных, изложенных в разделе 3 и в главе II); 14 – береговая линия во время максимума поздневюрмской регрессии; 15 – то же, но в конце позднего вюрма; 16 – наземные вулканы, действовавшие в позднем вюрме; 17 – то же, но более древние (четвертичные); 18 – горные ледники (по данным, приведенным в главе II); 19 – основные направления переноса золотого материала; 20 – то же, но пеплового материала; 21 – то же, но наносов крупных рек

и от среднего вюрма и голоцена, что хорошо видно на примере Принильской области. Сравнительно высокие темпы терригенной седиментации в позднем вюрме обусловлены в основном усилением речного размыва из-за падения базиса эрозии, что обусловлено регрессией моря. Существенно изменились направления переноса терригенного материала в бассейне, что особенно проявилось в областях, примыкающих к авандельтам крупных рек. В частности, резко расширилась площадь накопления нильских наносов в Левантийской впадине.

Поздневюрмская седиментация характеризовалась рядом особенностей накопления глинистого вещества. В это время существенно расширилась площадь интенсивной аккумуляции монтмориллонита в Принильской области [126].

В центральной и приафриканской зонах Восточного, Центрального бассейнов наиболее активно накапливались гидрослюды особенно в начальном этапе позднего вюрма. Эта особенность проявляется и в глубоководной области Центрального бассейна. В то же время в северной его части гидрослюды и монтмориллонит играют равноценную роль.

В Тирренском море выделяется несколько областей с различным характером распределения глинистых минералов. В восточной, западной и северо-западной и центральной областях Тирренской впадины более интенсивно накапливались гидрослюды, а в южной — гидрослюды и монтмориллонит.

В северной области Алжиро-Прованской впадины явно преобладали гидрослюды. Как видно, отличительной чертой накопления глинистого вещества в позднем вюрме является доминирование гидрослюд либо во всем разрезе, либо в основной ее части. Это говорит о том, что в это время поставлялся терригенный материал, в меньшей степени переработанный химическим выветриванием, чем в среднем вюрме, что обусловлено более холодным и засушливым климатом. Исключение составляет Принильская область, состав глинистого вещества в которой контролировался выносами Нила. Здесь выявлена противоположная картина, т.е. существенное возрастание количества монтмориллонита. Это предопределено климатической обстановкой и характером выветривания не собственно Средиземноморской области, а верховьев Нила, расположенных в тропической Африке.

Характерной чертой терригенной седиментации в позднем вюрме является активизация поступления золотого материала, который повсеместно встречается в рассеянном виде, а в ряде областей всех основных бассейнов образует также и маломощные прослойки. Последние обычно микрослоисты и состоят преимущественно из "пустынного" кварца, агрегатов кальцита и т.д. Существенная роль золотого материала в разрезах верхневюрмских осадков Восточного и Центрального бассейнов Средиземного моря, особенно в южной их зоне, устанавливается по повышенным содержаниям пустынного кварца в песчано-алевритовых фракциях, а также высокому (до 555 млн. лет) возрасту терригенных минералов, определенному К-Аг методом [50].

В целом выясняется, что в позднем вюрме основные источники терригенного материала были те же, что и на большем отрезке среднего вюрма, а также современном этапе, однако характер его поступления существенно отличался. Причина коренится в другом режиме рек и золотых процессов, что предопределено своеобразием климата и регрессией моря.

Карбонатообразование. Темпы карбонатакопления изменялись от 0,7 до 14,3 г/см². На большей площади восточной и центральной частей Средиземного моря они составляли 2–3, в Тирренской впадине — 2–10 и больше, а в Алжиро-Прованской — 5–10 г/см² и больше (рис. 45). Таким образом, в более гумидных западных бассейнах темпы карбонатакопления существенно возрастали. Следует отметить и то, что абсолютные массы карбонатов ниже средневюрмских, хотя разница не столь большая, как в массах терригенного силикатного материала.

В верхневюрмских осадках намечается тенденция возрастания содержаний магниевого кальцита в областях с более засушливым климатом. Характерно повышение содержаний арагонита на африканском континентальном склоне, что очевидно, обусловлено примесью раковинного детрита, принесенного с обнаженного шельфа.

В поздневюрмском карбонатакоплении основное значение имел биогенный материал. Судя по содержанию доломита, терригенные карбонаты играли, хотя и

заметную, но все же второстепенную роль. Правда, их значение в это время было существенно больше по сравнению со среднеюрмским этапом.

Накопление органического вещества. Скорости накопления органического вещества изменялись от 0,012 до 0,40 г/см² за 1000 лет (рис. 69). Низкими величинами (0,02–0,05 г/см²) характеризовалась огромная площадь, охватывающая Восточно-Средиземноморский вал и африканский континентальный склон. Высокие и максимальные массы тяготеют к периферийной зоне, к областям с хорошо развитой речной сетью. Существенно, что в Западных и Северных бассейнах, отличавшихся более гумидным климатом, темпы накопления органического вещества более высокие по сравнению с Восточным. В связи с подачей больших объемов биогенных элементов с водосбора в гумидных бассейнах более интенсивно фоссилизовалась планктонная органика. В позднем вюрме органического вещества накапливалось заметно меньше, чем в среднем вюрме, особенно в Восточном и Центральном бассейнах. Причина коренится в меньшем поступлении биогенных элементов с водосбора и слабом развитии фитопланктона в более засушливом Восточном Средиземноморье.

Накопление Fe, Mn, Ti, P и U, Mo, Ni, Co, V, Cu.

В большинстве районов содержания перечисленных элементов кларковые. Повышенные их величины наблюдаются в органических областях и отдельных прослоях (рис. 82–85 и 93). Их накопление контролируется в основном характером распределения терригенного и вулканогенного материала, который в разной степени обогащен этими элементами в различных областях моря.

Голоцен

В площадном распространении голоценовых осадков выявляются следующие особенности (рис. 96).

1. Широкое распространение сильноизвестковых илов в Восточном бассейне, что явилось прямым следствием его засушливости на большем отрезке голоцена. Тепловые влажные климатические условия на одном этапе раннего голоцена привели к коренному изменению осадочного процесса. В этот промежуток времени формировались сапропелевидные илы.

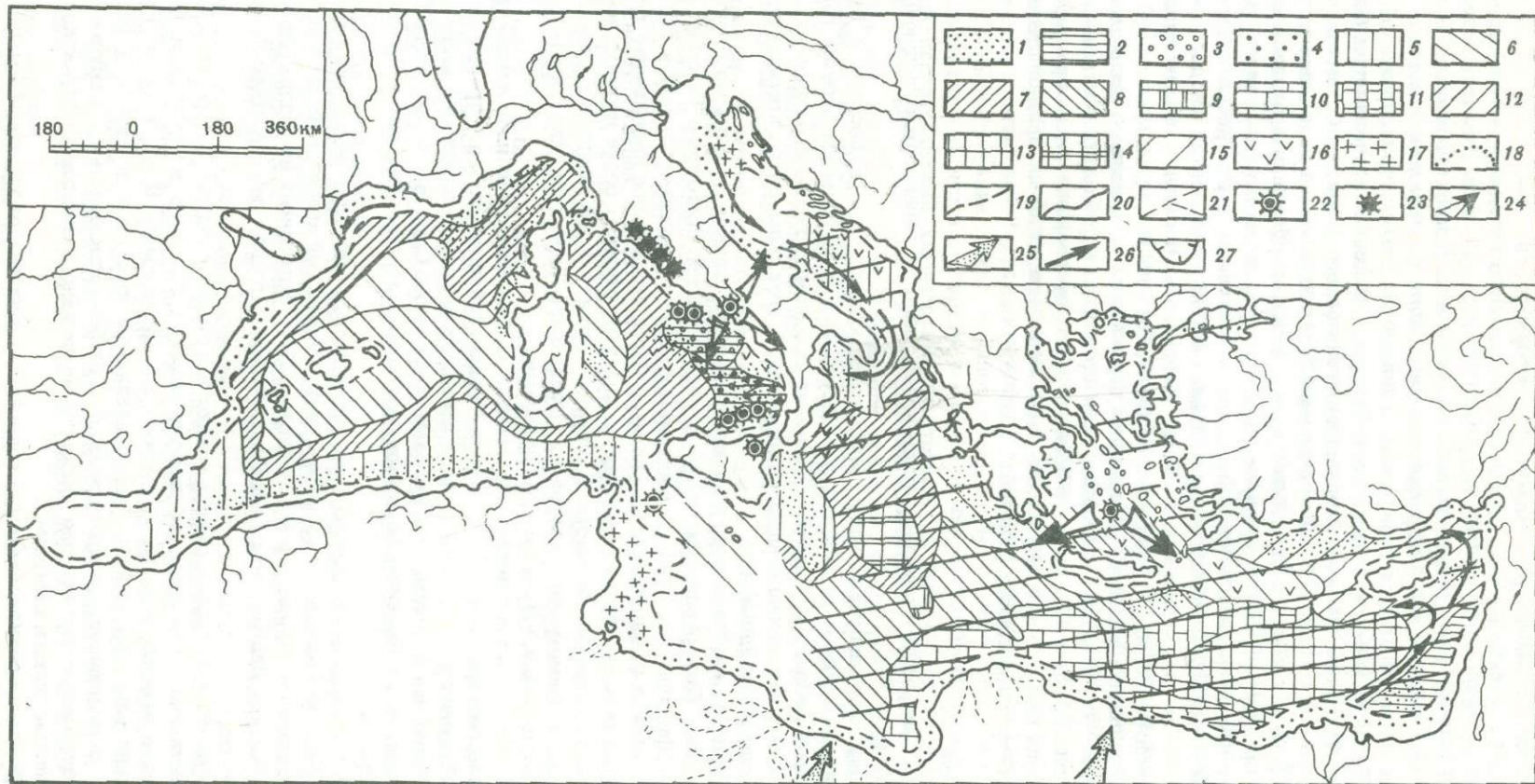
2. Снижение карбонатности нижнеголоценовых осадков (вплоть до образования терригенных бескарбонатных илов) в ряде областей Восточного бассейна прежде всего в Принильской. Судя по спорово-пыльцевым спектрам, климат в первой половине раннего голоцена был засушлив, и более интенсивное поступление терригенной составляющей осадка обусловлено главным образом более низким, чем в последующее время, уровнем моря. К северу от устья Нила, на склоне и в Левантийской впадине с подъемом уровня моря терригенные илы перестают накапливаться на значительной площади, уступая место биогенным.

3. Широкое распространение терригенных слабоизвестковых илов и переслаивание их с известковыми в разрезе в Алжиро-Прованской впадине. Это – прямое следствие большей гумидности этой области и сложного характера изменений климата в течение голоцена. Заметим, что фоновые содержания $C_{орг}$ в осадках здесь больше, чем в Восточном бассейне, но отсутствуют резко обогащенные органическим веществом прослои.

4. Локальность в распространении пирокластических отложений, которые встречаются в Критской впадине, в восточной части Тирренской впадины, на неаполитанском континентальном склоне и у его подножья. На ограниченных площадях они найдены в Восточном и Центральном бассейнах и совсем отсутствуют в Алжиро-Прованской впадине.

5. Голоценовые осадки обнаруживают некоторое сходство со среднеюрмскими и существенно отличаются от верхнеюрмских особенно в Восточном бассейне. Они более разнообразны по сравнению с современными. В них встречаются типы, не накапливающиеся сейчас (сапропелевидные илы) или имеющие в настоящее время ограниченное распространение (слабомарганцовистые, слабожелезистые илы, обломочные, органогенно-обломочные песчано-алевритовые отложения, пирокластические пески и алевриты).

Скорости осадконакопления в голоцене изменялись от ед. до 54 см/1000 лет и более. В восточных бассейнах на большей их площади они низкие (3–5 и менее



3 см/100 лет). Несколько возрастили они в некоторых областях периферийной зоны: Принильской, Таврической, Апеннинской, Прованской и др. В центральных частях западных бассейнов они выше, чем в Восточном (рис. 42).

Картина скоростей осадконакопления предопределена главным образом характером распределения терригенного материала; массы которого многократно больше масс гетерогенных карбонатов особенно в областях с максимальными темпами седиментации. Поля с максимальными и минимальными величинами скоростей совпадают с соответствующими полями абсолютных масс терригенного силикатного материала (рис. 43 и 48). Наблюдаются отчетливые различия в темпах седиментации между более гумидными западными и более аридными Центральным и особенно Восточным бассейнами. Однако следует иметь в виду, что терригенная седиментация, хотя и имела преобладающее значение, была не единственным фактором, влиявшим на скорости осадконакопления. В более гумидных областях возрастили и абсолютные массы карбонатов, главным образом, за счет биогенного карбоната накопления, т.е. немалую роль, хотя и второстепенную, играла биогенная седиментация.

В системе Эллинских впадин, у подножья континентального склона и примыкающих к нему впадинах широко развиты турбидиты, благодаря которым в ряде мест голоценовые осадки достигли больших мощностей. Высокие скорости осадконакопления здесь обусловлены в основном процессами перетолжения. Их роль значительна не только в перечисленных районах, но и в других, находящихся поблизости от центров наземного, подводного вулканизма и т.д.

Наземный вулканизм существенное влияние на темпы голоценовой седиментации оказал в восточной части Тирренской впадины, Критском бассейне и некоторых других местах, где залегают многочисленные прослойки пирокластических отложений. В этих областях скорости осадконакопления заметно повышены.

Некоторые особенности площадного распределения скоростей осадконакопления в голоцене вызваны своеобразием морфологии дна отдельных бассейнов. Так, на обширной абиссальной равнине Алжиро-Прованского бассейна проявляется некоторая постепенность в уменьшении их величин по мере перехода от периферии к центральному району. В то же время в восточных бассейнах со сложной морфологией дна и наличием срединных хребтов подобная особенность не отмечена. Здесь нередки большие перепады скоростей на коротких расстояниях.

Кроме того, морфология дна способствовала локальному накоплению нильских наносов в глубоководной области восточной части Средиземного моря. Их распространению в северных областях моря препятствовали глубокая Левантийская впадина, служившая своего рода ловушкой, и Восточно-Средиземноморский вал, который был преградой на пути переноса нильского материала в северную зону глубинными течениями.

Характерен большой перепад скоростей седиментации на отдельных этапах голоцена, причем, как выяснилось, наибольшими они были в раннем голоцене, а минимальны — в позднем голоцене. Эти изменения неплохо коррелируют с колебаниями уровня моря в голоцене и влажности климата. Так, максимум скоростей приходится на начальный его этап, когда уровень моря ниже современного, а минимум — на

Р и с. 96. Схема распространения голоценовых осадков (возраст 0—II тыс. лет назад)

1—9 — те же обозначения, что на рис. 94; 10 — биогенные или пелитовые, но чаще алевроитово-пелитовые, фораминиферово-кокколитовые и кокколитовые, единичные прослойки птероподовые сильноизвестковые (50% CaCO_3 , чаще 50—60%, реже 60—70% и более), с единичными прослойками органогенно-обломочных алевроитов слабомарганцовистых и слабожелезистых илов; 11 — то же, но с прослойками известковых илов; 12 — переслаивание терригенных слабоизвестковых и биогенно-терригенных известковых илов, пелитовых и алевроитово-пелитовых (единичные прослойки органогенно-обломочных алевроитов); 13 — биогенные известковые и сильноизвестковые фораминиферово-кокколитовые илы, в основном алевроитово-пелитовые, к низу разреза сменяющиеся биогенно-терригенными и биогенными; 15 — распространение прослойки сапропелевидного ила; 16 — единичные маломощные (ед. см) прослойки вулканогенного мелкого алевроита; 17 — слабое и нулевое осадконакопление.

Элементы палеогеографии (на основе данных, изложенных в главе II); 18 — берег в начале голоцена; 19 — край шельфа; 20 — береговая линия во время максимума голоценовой трансгрессии, (почти совпадает с современной); 21 — предположительная речная сеть на африканском побережье во время плейстоцена; 22 — наземные вулканы, действовавшие в голоцене; 23 — то же, но более древние (четвертичные); 24 — основные направления переноса пеплового материала; 25 — то же, но золотого материала; 26 — то же, но наносов крупных рек; 27 — горные ледники (предположительно)

заключительный этап, когда климат был в общем засушлив, а уровень моря высокий, т.е. обстановка была сходна с современной.

По сравнению с предыдущими этапами темпы седиментации в голоцене ниже. Объяснить эту особенность можно тем, что на большем промежутке голоцена в глубоководную часть моря меньше всего поступало речного материала из-за относительно засушливого климата и высокого уровня моря.

Терригенная седиментация. Абсолютные массы терригенного силикатного материала в голоцене изменялись от 0,35 до свыше 30 г/см² за 1000 лет. Обширное поле минимальных величин (1–2 г/см² и меньше) охватывает Восточно-Средиземноморский вал, африканский континентальный склон. Максимальные массы приурочены к Принильской области, а повышенные – к ряду областей периферийной зоны (рис. 48). В центральных областях абсолютные массы терригенного силикатного материала более высокие в западных бассейнах. В частности, для абиссальной равнины Алжиро-Прованской впадины они составляют 5–10 г/см².

Таким образом, в количественном распределении терригенного материала выявляются отчетливые различия между отдельными областями Средиземного моря и прежде всего между западными и восточными бассейнами. Они подчеркивают и подтверждают существование различий физико-географических.

В голоцене терригенный материал накапливался медленнее по сравнению с предыдущими этапами, что явилось следствием относительно засушливого климата и высокого уровня моря на большем промежутке голоцена.

Терригенная седиментация отличалась рядом характерных черт в накоплении глинистого вещества. В Восточном и Центральном бассейнах в верхней части разреза голоцена среди глинистых минералов интенсивнее накапливались гидрослюды. В северной области Центрального бассейна и Левантийской впадине заметную роль играли гидрослюды и монтмориллонит. В отдельных районах африканского континентального склона и центрального плато верхние слои относительно обогащены каолинитом.

Таким образом, в периоды теплого влажного климата с водосбора Восточного Средиземноморья существенно возрастала поставка монтмориллонита и в засушливые теплые фазы – гидрослюды, а местами – и каолинита.

Каолинит в значительной степени поступал в составе золотого материала с африканского побережья в результате дефляции древних кор выветривания. В Тирренской впадине, южной ее области преобладал монтмориллонит или монтмориллонит и гидрослюды.

В северной, центральной областях и на неаполитанском континентальном склоне господство слюд постоянно и большое, а в разрезе колебания существенны и часты. Обогащение илов монтмориллонитом в южной области обусловлено поступлением сюда речного материала с Тунисского водосбора. В остальных районах прослеживается связь монтмориллонита с вулканогенным материалом. Интенсивное накопление гидрослюды в большей части Тирренской впадины обусловлено поступлением речных наносов с Апеннинского побережья. Сложная картина распределения глинистых минералов в голоцене определяется: 1) изменениями состава речного материала в отдельные периоды в связи с частыми изменениями характера выветривания на водосборе; 2) поступлением продуктов выветривания наземных вулканогенных толщ во время извержений апеннинских и липарских вулканов; 3) аккумуляции продуктов выветривания коренных пород обнажающихся на дне.

Повышение содержания монтмориллонита в илах с малой примесью пирокластического материала, вероятнее всего, связано с фазами теплового влажного, а высокие количества гидрослюды с возрастанием каолинита указывают на теплый засушливый климат.

В Алжиро-Прованской впадине глинистое вещество в голоценовых осадках, как и верхневюрмских, представлено в основном гидрослюдами, но с худшей кристаллическостью.

Карбонатообразование. Темпы карбонатакопления в голоцене изменялись от 0,3 до 11,8 г/см² (рис. 57). Повышены они и максимальны (5–10 г/см² и более) в ряде областей периферийной зоны моря, примыкающих к водосбору с хорошо развитой речной сетью. В центральных частях их величины меньше в восточных бассейнах (1–2 г/см²) и больше в западных и северных (2–8 г/см²).

Абсолютные массы карбонатов в голоцене чаще всего меньше по сравнению с предыдущими этапами, что связано прежде всего с ослаблением биогенного карбонатообразования. Степень уменьшения неодинакова в разных областях моря, местами достигая 2–3 раз.

В Восточном и Центральном бассейнах Средиземного моря представлены в основном обычным и магниезальным кальцитом, соотношения которых изменчивы как по площади, так и в разрезе. В отдельных прослоях, кроме того, присутствуют арагонит и доломит. Характерно снижение содержаний магниезального кальцита по мере перехода от африканского побережья к системе Эллинских впадин, и от Восточного к Центральному и Западному бассейнам, а также в прослое сапропелевидных илов. Таким образом, магниезальность карбонатов уменьшается в гумидных областях и в периоды теплового влажного климата.

Арагонита много в сапропелевидных илах, а на африканском склоне — также и в окружающих их осадках. Это связано с обогащением сапропелевидных илов птероподами, а остальных отложений — раковинным детритом, поступившим в область склона из мелководной зоны. Присутствие доломита в низах голоценового разреза и в некоторых прослоях верхней его части объясняется усилением поступления терригенных карбонатов.

Накопление органического вещества. Абсолютные массы органического вещества изменялись в голоцене от 0,015 до 0,63 г/см² за 1000 лет. Повышены они в ряде областей периферийной зоны и понижены в центральных частях моря. Наиболее низкими (0,015–0,05 г/см²) их величинами характеризуется обширная площадь Центрального и Восточного бассейнов. Она охватывает Восточно-Средиземноморский вал, африканский континентальный склон, глубоководную область Центрального бассейна. В целом массы органического вещества более высокие в областях, отличавшихся более гумидным климатом.

На протяжении голоцена темпы накопления органического вещества были непостоянны. Поблизости от авандельты Нила наибольшие они были в начале голоцена. Повышены их величины на огромной площади Восточного бассейна в период накопления сапропелевидного ила.

С возрастом абсолютных масс органического вещества несколько повышается и его концентрация в отложениях. В частности, в западных и северных бассейнах, где массы больше, несколько выше и фоновые содержания $C_{орг}$. То же можно сказать и о сапропелевидном прослое. Вместе с тем, прямая корреляция между массами и содержаниями $C_{орг}$ отсутствует. Концентрация органического вещества в осадках контролируется соотношением абсолютных его масс с массами силикатов и карбонатов.

Накопление Fe, Mn, Ti и ряда микроэлементов (U, Mo, Ni, Co, V, Cu). Содержания перечисленных элементов и характер их распределения по площади и в разрезе во многом сходны со среднеюрскими осадками, что вызвано сходством самих разрезов и условий их образования. В голоценовых осадках Восточного и Центрального бассейнов наблюдаются заметные колебания содержаний Fe и Mn, связанные не только с особенностями терригенной седиментации, но и диагностическими процессами. Больших величин достигают вторичные накопления Mn, образующие мало мощные прослойки слабомарганцовистых и марганцовистых илов поверх сапропелевидных прослоев.

Обогащение осадков перечисленными элементами протекало в фазы теплового влажного климата, когда на водосборе интенсивно протекало химическое выветривание и в бассейн поступали большие объемы химически переработанного материала.

ВЫВОДЫ

Рассмотрение картины осадконакопления на двух этапах позднего плейстоцена и в голоцене позволяет видеть отчетливую реакцию осадочного процесса с Средиземном море на палеогеографические изменения.

Для теплых межледниковых этапов типа голоцена присущи относительно низкие темпы осадконакопления, связанные в основном с медленным накоплением терригенного материала, особенно в засушливых областях; периодичное усиление терригенной седиментации, связанное в основном с понижением уровня моря и

отчасти кратковременными увлажнениями климата; доминирующая роль биогенного карбонатообразования при спорадическом некотором усилении хемогенного и терригенного; периодичное обогащение илов органическим веществом и некоторыми другими компонентами в фазы теплого сложного климата; накопление на обширных площадях сильноизвестковых биогенных илов, особенно в засушливых областях благодаря слабому разбавлению карбонатов терригенным материалом.

Для тепловых среднеледниковых этапов с ярко выраженными фазами бореального климата (типа среднего вюрма) характерны многие черты тепловых этапов типа голоцена. Отличительную черту составляют более высокие темпы седиментации (терригенной и биогенной), более сильное обогащение илов органическим веществом, меньшее распространение сильноизвестковых илов, несколько большая роль терригенного карбонатообразования и существенно большие скорости терригенной седиментации в целом.

Холодные ледниковые этапы отличаются средними темпами осадконакопления, слабой концентрацией органического вещества в осадках, возрастанием роли терригенного карбонатообразования на фоне преобладающего биогенного карбонатообразования, повышением скоростей терригенной седиментации во время регрессивной стадии (из-за понижения базиса эрозии), возрастанием объемов продуктов физического выветривания, что находит отражение в составе глинистого вещества; усилением аккумуляции обломочного (речного и эолового) и органогенно-обломочного материала в глубоководных областях моря.

Глава VII

ОСОБЕННОСТИ ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНОГО ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ЛИТОГЕНЕЗА

ОСОБЕННОСТИ КАРБОНАТООБРАЗОВАНИЯ

В осадкообразовании гумидных и аридных бассейнов, как показал Н.М. Страхов [106], наблюдается существенная разница в истории карбонатов "... осаднение карбоната кальция в водоемах засушливой зоны в десятки раз превосходит интенсивность его осаднения в океане, а тем более в озерах и внутриконтинентальных морях гумидных зон" [106, т. 3, с. 95].

Средиземное море, хотя и относится к числу водоемов засушливой климатической зоны, однако по интенсивности карбонатообразования оно представляет исключение из указанного выше правила. Темпы карбонатообразования в Средиземном море несколько выше их значений в океане, однако они в несколько раз ниже, чем в гумидном Черном и печати в десять раз ниже, чем в Каспийском море и ряде аридных бассейнов (рис. 97).

В ряду бассейнов от гумидных к аридным выявляется достаточно очевидная тенденция к повышению магнизиальности карбонатов по мере возрастания аридности седиментационных областей и увеличения минерализации морских водоемов (рис. 97). Связано ли это с активным химическим осаднением высокомагнезиального кальцита в аридных и семиаридных водоемах или обусловлено другими причинами, на этот счет высказываются различные мнения.

В частности, указывается, что магнизиальный кальцит является промежуточным продуктом превращения мало устойчивого арагонита. Если следовать этой точке зрения, то получается, что обогащение морских отложений в семиаридных и аридных водоемах магнизиальными карбонатами есть лишь следствие своеобразия диagenеза осадков.

Другие предполагают [374], что магнизиальный кальцит своим появлением в осадках обязан кокколлитам, хотя прямые определения, проведенные Томсоном и Боуэном [351] показывают, что содержания Mg в кокколлитах много меньше 1%.

Третьи утверждают [351], что магнизиальный кальцит, помимо образования за счет арагонита, в аридных морских водоемах осаждается непосредственно из

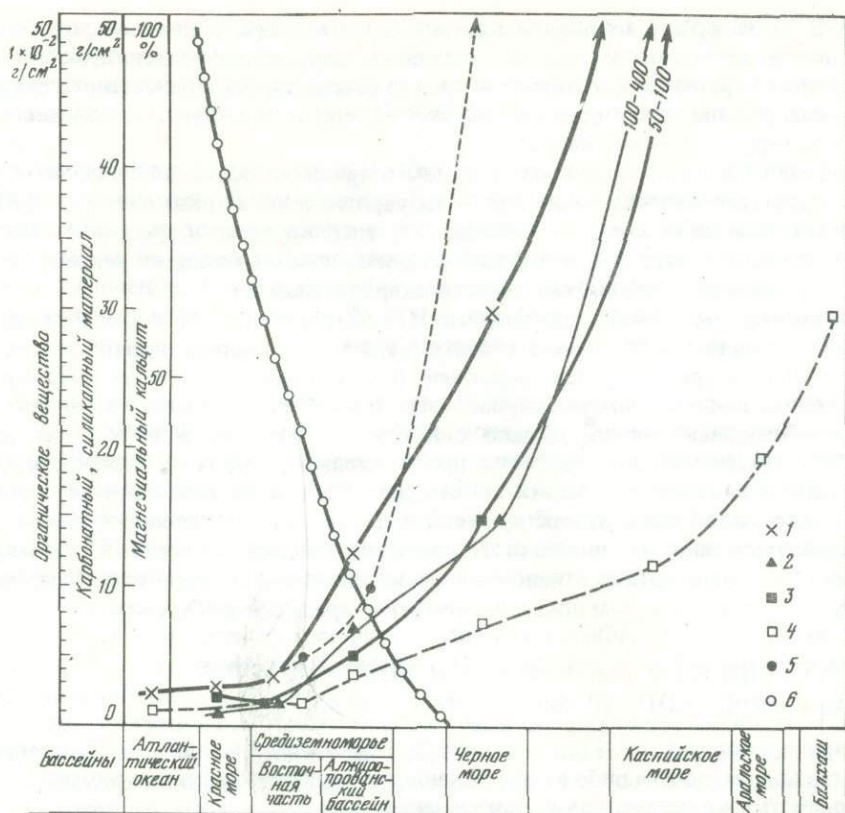


Рис. 97. Темпы накопления осадков и основных их компонентов в Средиземном море в сопоставлении с другими водоемами

1 — темпы накопления осадков в голоцене; 2 — то же, терригенного силикатного материала; 3 — то же, карбонатов; 4 — темпы карбонатонакопления на современном этапе и в позднем голоцене; 5 — темпы накопления органического вещества в голоцене; 6 — содержания магнезиального кальцита в осадках

водной толщ химическим путем. Однако существование в естественных водоемах условий, необходимых для протекания этого процесса сомнительно (последние выявлены в результате лабораторных термодинамических исследований).

Вероятнее всего, происходит биохимическое осаждение магнезиального кальцита, т.е. осаждение на взвешенных карбонатных раковинках ряда фораминифер или скелетах кокколитофорид. Не исключено, что интенсивность процесса на некоторой стадии регулируется, помимо других факторов, также и жизнедеятельностью планктона. Специфика карбонатообразования в семиаридных и аридных водоемах, по нашим представлениям, определяется, с одной стороны, особенностями седиментогенеза, с которым связано повышенное по сравнению с гумидными водоемами поступление магнезиального карбоната на дно, с другой стороны, она обусловлена также и диагенетическими процессами, которые приводят к аномально высокой концентрации магнезиального кальцита на определенных горизонтах.

Избирательное обогащение отложений органическим веществом в бассейнах рассматриваемого типа предопределяет неравномерное протекание восстановительных процессов в разрезе осадков, от чего зависит интенсивность растворения карбонатного материала. Кроме того, резкие перепады окислительно-восстановительного потенциала способствуют перемещению гидрокарбонатов по толще осадков с их последующим осаждением на границе вода-грунт.

Своеобразие карбонатонакопления в семиаридных и аридных водоемах в историко-геологическом аспекте, помимо климатического фактора, в известной мере определяется также положением уровня моря.

Так, например, в полусухом Восточном Средиземноморье с понижением уровня в позднем вюрме существенных изменений в составе карбонатов не проис-

ходит. В то же время в аридном Красном море верхневюрмские осадки более значительно обогащены магниезильным кальцитом по сравнению с голоценовыми [351]. В гумидном Черном море с падением уровня состав карбонатов меняется существенно, но совершенно иным образом вместо биогенных и хемогенных накапливаются в основном терригенные карбонаты.

Эти различия предопределены тем, что в аридных бассейнах с падением уровня резко возрастает минерализация вод. В полуаридных это выражено слабее, а в гумидных полузакрытых водоемах происходит обратный процесс — опреснение.

Гумидные, полуаридные и аридные водоемы обладают также некоторой спецификой образования карбонатных и высококарбонатных илов.

В гумидных бассейнах, как показал Н.М. Страхов [106], эти осадки тяготеют к наиболее удаленным от берега областям, где разбавляющий эффект терригенного силикатного материала заметно ослаблен. В малых аридных и в такого же размера семиаридных водоемах высококарбонатные илы образуются также в районах активного карбонатакопления, однако они локализируются не только в центральной части бассейна, но и по его периферии, примыкающей к аридному побережью.

По нашим данным, в больших семиаридных бассейнах типа Средиземного моря сильноизвестковые осадки, как правило, наиболее широко распространены в области, характеризующейся низкими темпами накопления карбонатов. Это обусловлено тем, что именно здесь наиболее слабо накапливается терригенный силикатный материал в связи со слабым поступлением его с аридного побережья.

ОСОБЕННОСТИ НАКОПЛЕНИЯ И КОНЦЕНТРАЦИИ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В ОСАДКАХ

В истории органического вещества в ряду от гумидных к аридным водоемам пока не установлены какие-либо закономерности изменения. Сейчас можно говорить лишь о некоторых тенденциях этих изменений.

Так, содержания органического вещества в современных осадках семиаридного Средиземного моря почти в несколько раз ниже по сравнению с их величинами в отложениях гумидных бассейнов: Черного, Охотского, Берингова и др. Они также ниже его концентраций в отложениях семиаридного Каспийского бассейна, близки к его величинам в осадках Красного моря и выше величин, наблюдаемых в океанских осадках (рис. 97).

Таким образом, содержания органического вещества в осадках не обнаруживают четкой зависимости от климатического положения водоема, поскольку, очевидно, являются функцией многих факторов.

В разрезе верхнечетвертичных осадков гумидных, семиаридных и аридных водоемов (Черное, Средиземное, Красное моря), сообщаемых с океаном посредством неглубоких проливов, обнаружено периодическое обогащение осадков органическим веществом. Оно наблюдается в периоды теплого относительно гумидного климата: раннем голоцене, среднем вюрме, рисс-вюрме и других межледниковиях. Подобная особенность характерна и для осадконакопления окраинной зоны океана, о чем можно судить, например, по результатам исследований северо-западной части Тихого океана [102]. Различия между сопоставляемыми водоемами состоят главным образом в степени и характере обогащения отложений органическим веществом.

На примере среднеголоценовых (древнечерноморских) осадков Черного моря можно заключить, что в теплых гумидных водоемах обогащенные органическим веществом осадки (сапропелевые илы) достигают наибольших мощностей и характеризуются высокими содержаниями $S_{орг.}$. Это подтверждает также и результаты глубоководного бурения нис. "Гломар Челленджер". В межледниковых сериях, образовавшихся в условиях теплого влажного климата, встречены серии прослоев сапропелевидных илов.

В аридных и семиаридных водоемах закрытого типа (Аральское, Каспийское моря) сапропелевидные отложения не встречены. Очевидно, это связано с очень интенсивным накоплением терригенного силикатного материала, а также разнородных карбонатов, иными словами, с постоянным очень значительным разбавлением органического вещества в процессе седиментации.

Сапропелевидные отложения не обнаружены также и в океане (за исключением

зон апвеллингов). На некоторых стратиграфических горизонтах здесь выявлено лишь относительное увеличение содержаний $C_{орг}$.

Характер распространения $C_{орг}$ в плане, точно также как и степень концентрации его в осадках, не обнаруживают тесной зависимости от климатического положения бассейна.

В осадках гумидных водоемов Н.М. Страхов выделил два типа распространения органического вещества. В небольших (Черноморский, Беломорский, Балтийский) "содержания $C_{орг}$ в осадках растут от прибрежной зоны к центральной, где достигают максимума на участках, отвечающих халистазам. В крупных краевых морях (Охотское, Японское, Берингово) зона максимального накопления $C_{орг}$ локализуется на некотором расстоянии от берега, в периферической части тонкозернистых глинистых илов, а в центре бассейна отмечаются пониженные содержания органического вещества" [106, т. 2, с. 308].

В семиаридных водоемах типа Средиземноморского, точно также, как и в соответствующего размера гумидных бассейнах, зона максимальных содержаний $C_{орг}$ в осадках тяготеет к периферической части, однако она в отличие от гумидных водоемов располагается ближе к берегу и, кроме того, весьма прерывиста.

Привлекает внимание, что в пересчете на бескарбонатное вещество, как следует из данных Е.М. Емельянова [21] протяженность зоны повышенных содержаний $C_{орг}$ и ее ширина заметно увеличиваются, и она почти непрерывно протягивается вдоль всего аридного побережья.

Отмеченные особенности характерны и для значительного отрезка позднечетвертичной истории сопоставляемых бассейнов. Они находят отражение и в локализации сапропелевидных отложений.

Например, в гумидном Черноморском бассейне среднеголоценовые (древнечерноморские) илы залегают главным образом в пелагиали (на абиссальной равнине) и в некоторых областях склона, удаленных от побережья. В нижнеголоценовом, средневюрмском и рисс-вюрмском горизонтах средиземноморских отложений они широко распространены не только в центральной области, но и по периферии впадины, на континентальном склоне, вплоть до верхней его зоны.

Таким образом, в малых гумидных бассейнах, где поступление осадочного материала с водосбора интенсивное, наиболее благоприятные условия для повышенной концентрации органического вещества в осадках возникают лишь в удаленной от берега центральной области, где аккумуляция терригенного материала ослаблена. В семиаридных бассейнах в связи с тем, что поступление наносов с некоторых частей водосбора ограничено, обогащение отложений органическим веществом может протекать и в близлежащей к берегу области. В этом состоит специфика концентрации органического вещества в рассматриваемого типа водоемах.

На примере формирования сапропелевидных отложений в Средиземном и Черном морях можно заключить, что существенно различен также и механизм обогащения осадков органическим веществом в семиаридных и гумидных бассейнах.

Прежде всего бросается в глаза резкая разница (десятикратная и больше) в темпах накопления органического вещества между гумидным Черным и семиаридным Средиземным морями. Так, согласно Н.М. Страхову ([106], т. 2, фиг. 152), на современном этапе абсолютные массы органического вещества в Черном море составляют от менее 0,6 до более 4,0 г/см² за 1000 лет. По нашим данным, в верхнесреднеголоценовых осадках Восточного Средиземноморья они изменяются от 0,007 до 1,36 г/см², а в нижнеголоценовом сапропелевидном горизонте — от 0,02 до 1,02 г/см².

В целом получается, что в семиаридных водоемах концентрация органического вещества происходит в результате повышенной его генерации в водоеме на фоне низких темпов накопления основных компонентов отложений и прежде всего терригенного силикатного материала. В гумидных же бассейнах этот процесс протекает вследствие значительного возрастания темпов накопления органического вещества на фоне умеренного накопления основных компонентов.

Интересной особенностью распространения сапропелевидных и сапропелевых илов является их тяготение исключительно к полузакрытым морским водоемам. Они не встречены в открытых морях несмотря на то, что глубинные воды в них, как и в океане, значительно обогащены питательными солями и, следовательно,

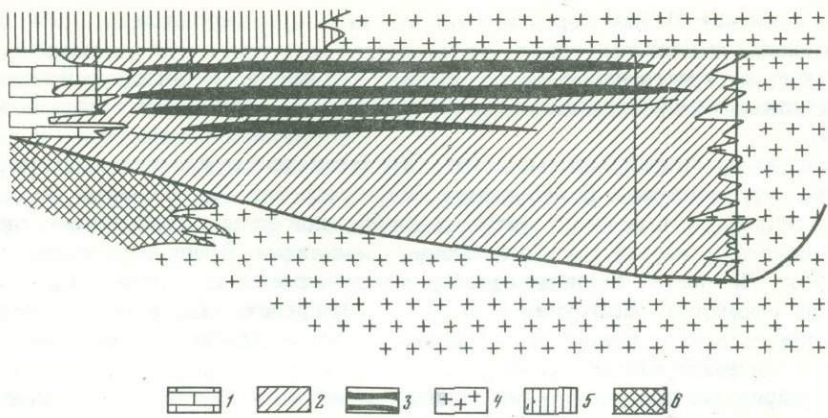


Рис. 98. Строение юрезанских сланцев на Урале [106]

1 — темные органогенные известняки, 2 — битуминозные мергели с прослоями глин и известняков, 3 — горючие сланцы, 4 — песчано-глинистые отложения флишевого типа, 5 — мергели, 6 — перекристаллизованные известняки

условия здесь весьма благоприятные для интенсивной продукции фитопланктона и фоссилизации планктогенной органики. Связано это с тем, что степень фоссилизации органического вещества в океане весьма низка и она возрастает, как показал А.П. Лисицын [55], по мере перехода к полузакрытым и полностью замкнутым водоемам.

Отсутствие сапропелевидных илов в закрытых морских водоемах объясняется двумя причинами.

1. Замкнутый морской водоем в аридных условиях может существовать лишь в случае интенсивного притока речных вод. Органическое вещество в этой обстановке не может концентрироваться в осадках в силу большого разбавляющего влияния терригенного материала.

2. Без активного речного стока замкнутый бассейн в аридных или семиаридных климатических условиях быстро минерализуется и превращается в соленый водоем. В этой ситуации исключается активная жизнедеятельность фитопланктона, главного поставщика органического вещества.

Отсутствие сапропелевых илов в закрытых морских гумидных бассейнах предопределено тем, что темпы накопления разбавляющего терригенного материала в них намного превышают таковые органического вещества.

Приуроченность сапропелевидных осадков к полузакрытым гумидным, семиаридным и аридным водоемам объясняется несколькими причинами: 1) аридные и семиаридные водоемы нормальной солености могут существовать долго лишь при наличии водообмена с океаном. В ином случае произойдет осолонение; 2) интенсивный приток менее соленых океанских вод в семиаридные и аридные водоемы создает благоприятные условия для стратификации водной толщи и образования мощного внутреннего источника питательных солей, необходимых для продукции планктогенного органического вещества. Следует отметить, что подобная обстановка создается и в гумидном бассейне в случае поступления в него более соленых вод из соседних водоемов или океана.

Стратификация водной толщи и накопление биогенных элементов в глубинных слоях вод является одной из решающих предпосылок образования сапропелевидных илов.

Отмеченные закономерности позволяют лучше представить механизм накопления некоторых древних продуктивных толщ (битуминозных, горючесланцевых), образовавшихся в аридных и гумидных водоемах на разных этапах геологической истории Земли. Как показал Н.М. Страхов [106], в гумидных бассейнах образовались планктогенные и бентогенные горючие сланцы, а в аридных — в основном первые.

Сопоставление детально изученных Н.М. Страховым планктогенных юрезанских сланцев в Предуральском прогибе (рис. 98) с разрезами верхнечетвертичных осадков Восточного Средиземноморья не оставляет сомнений в их сходстве. На наш

взгляд, сходен и механизм их образования. В свете изложенного становится понятно, почему горючесланцевые толщи накопились в нормально-соленых полузакрытого типа бассейнах, отделенных от океана мелководными порогами. Ранее это явление не находило удовлетворительного объяснения.

НАКОПЛЕНИЕ Fe, Mn, Ti, P И МИКРОЭЛЕМЕНТОВ (V, Cr, Co, Cu, Ni, U)

В истории этих элементов в семиаридных, аридных и гумидных водоемах много общего. Объясняется это тем, как показал Н.М. Страхов (1954), что формы их миграции в речных водах не зависят от минерализации.

В верхнечетвертичных средиземноморских осадках с достаточной ясностью прослеживается взаимосвязь Fe, Mn, Ti, Cr и отчасти P с терригенным материалом в седиментогенезе. Распределение ряда редких металлов (V, Co, Ni, Cu, U) в известной мере контролируется характером распределения органического вещества в осадках [5]. Это проявляется в том, что повышенные содержания указанных металлов нередко тяготеют к прослоям сапропелевидных илов.

На наш взгляд, обогащение сапропелевидных илов редкими металлами связана не только с активным их концентрированием органическим веществом, но также и более интенсивным поступлением этих элементов с водосбора, причем в подвижной форме. В это время шло интенсивное химическое выветривание в связи с теплым влажным климатом.

Важное значение для концентрации ряда редких металлов в осадках имеют скорости осадконакопления [5]. С понижением скоростей седиментации их содержания в осадках повышаются. Особенно сильно это сказывается на тех элементах, которые в больших количествах извлекаются осадками из придонных вод путем адсорбции. К их числу, в частности, относится уран.

Чередование окисленных и восстановленных осадков в разрезах Средиземного моря благоприятствует перераспределению этих элементов в процессе диагенеза. Последнее особенно сильно проявляется в осадках Восточного Средиземноморья, где распространены прослой сапропелевидных илов. Высокие вторичные концентрации Fe, Mn, а иногда и P наблюдаются поверх этих илов, причем Fe и Mn образуют микроконкреции. То же самое отмечается и для ряда редких металлов (V, Ni, Co, Mo). Ниже сапропелевидных прослоев концентрируются сульфиды железа, а также Ni, Mo [5, 103]. Следует отметить, что в черноморских глубоководных осадках, имеющих в основном восстановленный облик, миграция перечисленных элементов из сапропелевидных илов гораздо слабее.

Сопоставление истории Fe, Mn, P и ряда редких металлов в Средиземном и Черном морях приводит к следующим выводам.

1. Потенциальные возможности для повышенной концентрации этих элементов в семиаридном Восточном бассейне Средиземного моря предопределены низкими скоростями осадконакопления, в Черном — интенсивной подачей их с водосбора.

2. Повышенные концентрации этих элементов в осадках семиаридных водоемов могут возникнуть лишь в периоды теплого влажного климата, а в гумидных — в условиях существенного потепления при некотором снижении влажности.

3. Поля с повышенными содержаниями Fe, Mn, P и редких металлов в семиаридных водоемах могут занимать не только центральную, но и периферийную их области, в то время, как в гумидных бассейнах они всегда существенно удалены от побережья.

4. В процессе диагенеза осадков наиболее значительное перераспределение рассматриваемых элементов происходит в разрезах полузакрытых аридных и семиаридных водоемов. Объясняется это тем, что благодаря смене седиментационных обстановок в историко-геологическом аспекте в этих разрезах соседствуют окисленные бедные органическим веществом и восстановленные сапропелевидные илы. Вторичные концентрации редких металлов достигают больших величин.

СКОРОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

По темпам седиментации Средиземное море занимает промежуточное положение в ряду от внутриматериковых морских водоемов к океану. В частности, скорости голоценового осадконакопления в Средиземном море в десятки раз ниже, чем в семиаридном Каспийском бассейне (рис. 97). В центральной области Средиземноморской впадины они ниже по сравнению с гумидным Черным морем и немного выше или близки к темпам седиментации в Атлантическом океане [56, 57, 58].

Эти различия определяются несколькими причинами: размерами бассейна и его соотношением с водосборной площадью, климатическим положением и морфологией дна. Главную роль, очевидно, играют два первых фактора.

СРЕДИЗЕМНОМОРСКИЕ ОСАДКИ КАК АНАЛОГИ ДРЕВНИХ ПИСЧИХ МЕЛОВ

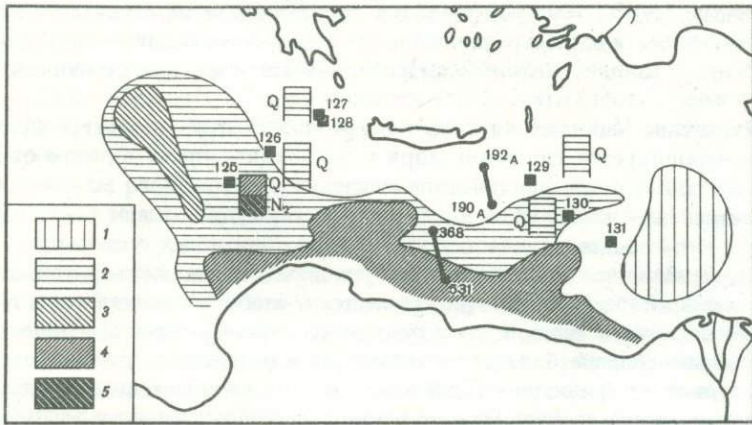
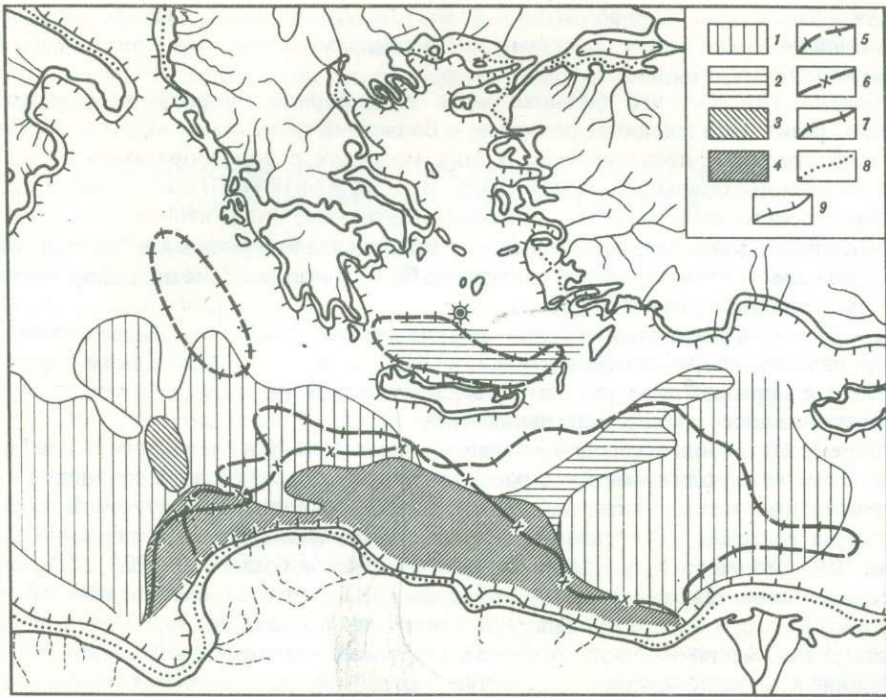
Писчий мел и сходные с ним мелоподобные мергели и известняки, песчанистые и глауконитовые мелы, получив значительное распространение в верхнем мелу Европы, Северной Африки, Западной Азии и Северной Америки, продолжали формироваться на обширных территориях и в палеогене (эоцене-олигоцене). Палеогеновые писчие мелы широко развиты на побережье восточной части Средиземного моря (Египте, Ближнем Востоке). На ограниченных площадях они накапливались в миоцене. Среди послемiocеновых образований Средиземноморской впадины глубоководным бурением нис "Гломар Челленджер" и трубочными колонками осадков вскрыты полуконсолидированные и неконсолидированные наноилы (кокколито-вые и фораминиферо-кокколито-вые илы), несомненные аналоги писчих мелов [118]. Эти осадки, формирующиеся в бассейне с нормальной соленостью вод (30–39‰), на 50–70% и более состоят из кокколитов и обычно содержат примесь остатков фораминифер и силикатного материала, реже – птеропод.

Как показало глубоководное бурение нис "Гломар Челленджер", в плиоцене накапливались наноилы на более обширных площадях Средиземного моря, чем в плейстоцене и голоцене (рис. 99).

В плиоцене и доледниковом плейстоцене они формировались на большей части Восточного и Центрального бассейнов и западной части Тирренской впадины, а в плейстоцене и голоцене – в основном в южной зоне Восточного бассейна, примыкающей к аридному побережью (рис. 99). Области накопления наноилов расширялись в межледниковья и голоцене. В соответствующих частях разрезов обнаружены многочисленные прослой, почти нацело сложенные кокколитовым материалом. Глубины моря, на которых формировались наноилы, колеблются от 500 до свыше 4000 м, а скорости осадконакопления обычно не превышают 2–5 см/1000 лет. В этих областях медленно накапливается как карбонатный, так и силикатный материал, причем темпы первого обычно несколько больше. Имеются указания, что в некоторых районах Алжиро-Прованского бассейна кокколитофориды развиваются настолько интенсивно, что могут образовать слои мощностью до 57 см за 1000 лет [160]. Вспышки расцвета кокколитофорид фиксируются маломощными высококарбонатными прослойками. Однако они, как правило, сменяются по разрезу более мощными слоями слабокарбонатных или бескарбонатных осадков.

Такой "слоеный пирог" характерен для осадков Принильской области и некоторых районов южной зоны Алжиро-Прованской впадины и некоторых других районов. Таким образом, несмотря на высокую биологическую продуктивность в ряде областей Средиземного моря, мощных толщ мелоподобных отложений не образуется. Причина коренится в периодичной интенсивной поставке терригенного материала. Он не только разбавляет карбонаты до низких концентраций, но и препятствует развитию кокколитофорид, нормальное деление клеток которых происходит лишь в достаточно прозрачных водах. Наиболее подходящим местом для образования мелоподобных отложений являются удаленные от берега центральные области бассейнов или периферийные их зоны, тяготеющие к бессточным побережьям.

Как видно, в бассейнах средиземноморского типа на значительных площадях накапливаются лишь мелоподобные отложения, по составу приближающиеся к мергелистым писчим мелам. Что же мешает формированию высококарбонатных



Р и с. 99. Распространение мелоподобных илов в плейстоценовых и плиоценовых осадках Средиземного моря

А – голоцен, верхний вюрм: 1 – редкие прослои сильноизвестковых наноилов, 2 – переслаивание сильноизвестковых фораминиферовых наноилов с известковыми илами, 3 – преобладают сильноизвестковые фораминиферовые наноилы с содержаниями CaCO_3 несколько выше 50%, 5 – преобладают сильноизвестковые фораминиферовые наноилы с содержаниями CaCO_3 50–70% и выше, 6 – граница распространения сильноизвестковых фораминиферовых наноилов в современных осадках.

Береговые линии: 7 – современная, 8 – начала голоцена, 9 – позднего вюрма (максимум регрессии);

Б – средний вюрм (в скважинах даны разрезы плейстоцена и плиоцена): 1 – редкие прослои сильноизвестковых (50–70% CaCO_3) фораминиферовых наноилов, 2 – переслаивание сильноизвестковых и известковых илов с преобладанием первых, 3 – преобладание фораминиферовых наноилов с содержаниями CaCO_3 несколько больше 50%, 4 – преобладание сильноизвестковых фораминиферовых наноилов (50–70% CaCO_3), 5 – то же, но с прослоями наноилов, очень сильноизвестковых (> 70% CaCO_3).

Цифрами обозначены номера скважин бурения нис "Гломар Челленджер" и положение характерных разрезов верхнечетвертичных осадков

разностей пясчег мела? Причина коренится, во-первых, в недостаточно высокой продукции биогенных карбонатов; во-вторых, в существенном их разбавлении терригенным силикатным (местами и пирокластическим) материалом (даже у аридного побережья).

Вызвано это тем, что большая часть водосборной площади характеризуется горным, резко расчлененным рельефом с большими перепадами высот и вертикальной климатической зональностью. В этих условиях с водосбора выносятся значительные объемы обломочного материала. В то же время мало поставляется продуктов химического выветривания, включая питательные соли, необходимые для жизнедеятельности фитопланктона, основного продуцента биогенных карбонатов. Естественно, совсем по другому процесс протекал бы в случае, если бы водосбор характеризовался равнинным рельефом.

Средиземноморские карбонатные илы, помимо кокколитоидов, содержат значительные количества фораминифер, в первую очередь планктонных. Таким образом, в бассейнах с нормальной соленостью вод чисто кокколитоидовые разности пясчег мела в значительных масштабах не накапливаются.

Современные и плейстоценовые аналоги пясчег мела встречены также в Черном море. Это — кокколитоидовые илы, распространенные на обширных площадях континентального склона и абиссальной равнины и образующие прослои разной мощности в разрезах голоцена и межледниковых отложений плейстоцена. Содержания CaCO_3 в них чаще колеблются в пределах 50–70%, реже — больше [1, 123]. Характерна резкомикрослоистая текстура этих образований; наряду с микропрослойками чистого кокколитоидового материала залегают тончайшие прослойки сапропеля и глинистого материала, местами — и диатомей. Она отражает сезонные особенности осадконакопления в первую очередь различную интенсивность накопления разнородного биогенного материала. Расцвет кокколитоидов приходится на весну [8].

Появление кокколитоидов в Черном море обязано водообмену со Средиземноморским бассейном. Оттуда мигрировали эвригалитные их виды, к числу которых относится наиболее распространенный в черноморских осадках *Emiliania (Ponthosphaera) huxleyi* Lohm., который способен развиваться при солености вод от 18 до 41‰.

Распространение наиболее карбонатных разностей кокколитоидовых илов в Черном море не контролируется глубиной моря и зависит главным образом от продукции кокколитоидов и особенностей распределения терригенного материала. Площадь их распространения наибольшая в западной части, куда впадают равнинные и горно-равнинные реки, поставляющие основную часть биогенных элементов с водосбора [487]. Здесь наиболее благоприятные условия для расцвета фитопланктона, а в обширной халистатической области, кроме того, слабо накапливается и терригенный материал. В восточной части, куда с гумидного горно-складчатого водосбора поступает значительно меньше биогенных элементов и интенсивно поставляется взвешенный терригенный материал, площадь кокколитоидовых илов гораздо меньше.

Кокколитоидовые илы в Черном море накапливались не только в позднем голоцене, но и в межледниковья, когда возобновлялся водообмен со Средиземным морем, прерванный регрессиями в ледниковые эпохи. Максимальное развитие кокколитоидовых илов в Черном море отвечает не начальной, а заключительной стадии трансгрессии моря.

Таким образом, в морских бассейнах черноморского типа, расположенных в умеренной климатической зоне, мелоподобные отложения могут накапливаться лишь при сочетании следующих условий: 1) наличии в основном равнинного водосбора; 2) существовании периодов теплого относительно засушливого климата; 3) наличии водообмена с нормальносолеными бассейнами.

Как видно, чистый высококарбонатный пясчий мел в бассейнах типа Средиземного и Черного морей не формируется. Здесь образуются лишь мелоподобные отложения. Их накопление происходит в полузамкнутых несколько опресненных (16–18‰) водоемах, сообщающихся с океаном. В этих условиях поддерживается определенная соленость вод, благоприятная для массового развития кокколитоидов. Важное значение имеет глубина пролива, порог которого должен препятствовать интенсивному проникновению в морской бассейн глубинных океанских вод, растворяющих карбонаты.

Кокколитовые высококарбонатные разности псичих мелов, как и считают многие, очевидно, накапливаются в теплых эпиконтинентальных морях с чрезвычайно слабым поступлением терригенного материала. Соленость вод в них, по всей видимости, приближалась к черноморской, что исключало развитие планктонных фораминифер или резко его ослабляло.

ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ СРЕДИЗЕМНОГО МОРЯ КАК АНАЛОГИ ФЛИШЕВЫХ И ФЛИШОИДНЫХ ТОЛЩ

Можно выделить несколько областей Средиземного моря, где в плейстоцене формировались осадочные толщи, по своей структуре и составу весьма напоминающие флиш. Д. Стэнли [446] к их числу справедливо отнес систему впадин Эллинского желоба, простирающегося по внешней зоне Крито—Родосской островной дуги. Трубочные колонки осадков и скважины глубоководного бурения свидетельствуют о чрезвычайно широком распространении здесь карбонатных турбидитов, слагающих подавляющую часть разреза плейстоцена и частично выполняющих впадины на глубинах 1,5—5 км. С помощью спаркеров, обладающих высоким разрешением, отдельные слои мощностью в несколько десятков метров прослежены на большей части впадин, площадь которых составляет 10—400 км². На эхолотах удается выделить протяженные (десятики км) границы, соответствующие слоям турбидитов мощностью в несколько метров. Для голоценовых осадков, накопившихся во впадинах Эллинского желоба, характерна ясно выраженная ритмичность, причем мощность ритмов в разрезе меняется в широких пределах.

В Критской и других впадинах, находящихся в тыловой зоне Крито—Родосской дуги, карбонатные флишеподобные толщи в плейстоцене накапливались на глубинах от 400 до 2500 м, покрывая площади от 10 до 10 тыс. км². Заметную роль в отдельных ритмах играют туффогенные отложения с градационной текстурой, главным образом песчано—алевритовые, обычно слабокарбонатные. Вверх по разрезу они, как правило, сменяются более карбонатными алевритово—пелитовыми илами.

Флишоидного типа толщей выполнена Левантийская впадина (Геродота) (глубины моря 2500—3000 м). Частая разномасштабная ритмичность здесь обусловлена чередованием прослоев терригенных и пелагических осадков. Местами развиты почти целиком терригенные отложения.

Плейстоценовые разрезы Центральной впадины (глубины 3500—4100 м), показывают образование еще одного типа флишевых толщ. Для них характерны резкие переходы в ритмах от терригенной к пелагической составляющим. Мощные слои терригенных песчано—алевритовых отложений здесь переходят в тончайшие карбонатные пелитовые илы. Эта особенность определена периодичным поступлением больших порций терригенного материала в глубоководную впадину по подводным долинам. Их сменяют периоды нормального осадконакопления с образованием карбонатных илов. Появление этих илов связано в основном с накоплением планктогенных карбонатов и слабым их разбавлением терригенным силикатным материалом. Такого типа флишоидные образования, как видно, могут формироваться в обширных чашевидных котловинах, центральные области которых далеко отстоят от побережья.

В глубоких небольших впадинах, окруженных горными хорошо увлажняемыми водосборами, формируются терригенные флишоидные отложения. Таковыми являются разрезы плейстоценовых осадков Южно—Адриатической, Альборанской, Мраморноморской, Северо—Эгейской впадин.

В Средиземноморской котловине, как видно, развит большой набор типов флишоидных отложений, приуроченных к тектонически и геоморфологически различным областям и разным глубинам. Однако, они развиты далеко не на всей площади котловины. Следует подчеркнуть, что столь большое разнообразие флишоидных толщ характерно для неотектонического этапа развития Средиземноморской котловины. Видимо, эти образования могут быть маркерами активных стадий развития внутриконтинентальных морских котловин.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Архангельский А.Д., Страхов Н.М.* Геологическое строение и история развития Черного моря. — Изд-во АН СССР, Л., 1938.
2. Атлас мира (физико-географический). М., 1964.
3. *Бараш М.С.* Планктонные фораминиферы в осадках Северной Атлантики. — М.: Наука, 1970.
4. *Бараш М.С., Блюм Н.С.* Распространение видов планктонных фораминифер в осадках Атлантического океана в зависимости от температуры воды. В кн.: Микропалеонтология океанов и морей. М.: Наука, 1974.
5. *Батулин Г.Н., Коченов А.В., Шимкус К.М.* Уран и редкие металлы в колонках донных осадков Черного и Средиземного морей. — Геохимия, 1967, № 1, с. 41–49.
6. *Безруков П.Л., Лисицын А.П.* Классификация осадков современных водоемов. — Тр. Ин-та океанологии АН СССР, 1960, т. 32.
7. *Безруков П.Л., Петелин А.П.* Руководство по сбору и первичной обработке проб морских осадков. — Тр. Ин-та океанологии АН СССР, 1960, т. 44.
8. *Белогорская Е.В.* Распределение фитопланктона в Тирренском море. — В кн.: Основные черты геол. строения, гидрол. режима и биологии Средиземного моря. М.: Наука, 1965, с. 150–159.
9. Биологическая структура и продуктивность планктонных сообществ Средиземного моря. Киев: Наукова думка, 1975, 219 с.
10. *Бугузова Г.Ю.* Современный вулканогенно-осадочный железорудный процесс в кальдере вулкана Санторин (Эгейское море) и его влияние на геохимию осадков. М.: Наука, 1969, 109 с. (Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 194).
11. *Вассоевич Н.Б.* Текстура осадочных горных пород. — В кн.: Справочное руководство по петрографии осадочных горных пород. Гостехиздат, 1958, т. 1.
12. *Викулова М.Ф., Хабаков А.В., Дмитриева Е.В., Ершова Г.И., Орешникова Е.И.* Атлас текстур и структур осадочных горных пород. М.: Гостехиздат, 1962.
13. *Виноградов А.П., Гриненко В.А., Устинов В.И.* Изотопный состав соединений серы в Черном море. — Геохимия, 1962, № 10.
14. *Волков И.И., Розанов А.Г., Соколов В.С.* Формы марганца, железа и серы в осадках Тирренского моря. — В кн.: Гидрол. и геол. исследования Средиземного и Черного морей, М., 1975, с. 257–284.
15. *Гобтуэйт Р., Дрейманис А., Форсайт Дж., Карроу П., Уайт Дж.* Плейстоценовые отложения ледникового языка Эри. — В кн.: Четвертичный период США. Мир, 1968.
16. *Гончаров В.П.* Советские морские геологические работы в Средиземном море. — В кн.: Основные черты геол. строения, гидрологического режима и биологии Средиземного моря. М.: Наука, с. 3–9.
17. *Горбунова З.И.* Рентген-дифрактометрический метод определения карбоната, кварца и других минералов осадков. — Литол. и полезн. ископаемые, 1969, № 2.
18. *Джанелидзе Ч.П., Бурчуладзе А.А., Тоголидзе Г.И.* Абсолютный возраст максимальной фазы голоценовой трансгрессии Черного моря. — Сообщ. АН ГССР, 1973, 72, № 1, с. 109–112.
19. *Добрянский А.Ф.* Горючие сланцы СССР. — Ленгостоптехиздат, 1947.
20. *Евсюков Ю.Д., Москаленко В.Н.О Шимкус К.М.* Строение верхней нелигифицированной осадочной толщи восточной части Средиземного моря. — В кн.: Геол. и полезн. ископаемые Азии, Африки и Латинской Америки, вып. 1, 1976, с. 74–82.
21. *Емельянов Е.М.* Распределение органического углерода в современных донных отложениях Средиземного моря. Тезисы докл. научной конф. по химии моря. М.: Изд-во АН СССР, 1964.
22. *Емельянов Е.М.* Гранулометрический состав современных осадков и некоторые черты их образования в Средиземном море. — В кн.: Основные черты геол. строения, гидрол. режима и биологии Средиземного моря. М.: Наука, 1965, с. 42–47.
23. *Емельянов Е.М.* Карбонатность современных донных отложений Средиземного моря. — В кн.: Основные черты геол. строения, гидрол. режима и биологии Средиземного моря. М.: Наука, 1965, с. 71–83.
24. *Емельянов Е.М.* Титан в осадках Средиземного моря. — Литол. и полезн. ископаемые, 1966, № 6.
25. *Емельянов Е.М.* Распределение аутигенного кремнезема во взвеси и в современных осадках Средиземного моря. — В кн.: Геохимия кремнезема. М.: Наука, 1966, с. 284–294.
26. *Емельянов Е.М.* Минералогия песчано-алевритовых фракций современных осадков Средиземного моря. — Литол. и полезн. ископаемые, 1968, № 2, с. 3–21.
27. *Емельянов Е.М.* Основные типы современных донных осадков Средиземного

- моря, их минералогия и геохимия. Литол. и полезн. ископаемые, 1973, № 1, с. 29–46.
28. *Емельянов Е.М.* Донные осадки Средиземного моря. — В кн.: Осадконакопление в Атлантическом океане. "Калининградская правда", 1975, с. 309–456.
 29. *Емельянов Е.М., Маракуев В.И.* Изучение поверхности дна Средиземного моря с применением подводного телевизора. — Тр. Ин-та океанологии АН СССР, М., 1962, т. 55, с. 107–116.
 30. *Емельянов Е.М., Митропольский А.Ю., Шикмус К.М., Мусса А.А.* Геохимия Средиземного моря. Киев: Наукова думка, 1979, 132 с.
 31. *Емельянов Е.М., Михайлов О.В., Москаленко В.Н., Шикмус К.М.* Основные черты тектонического строения дна Средиземного моря. — В сб.: Геология дна океанов и морей (Отв. ред. П.Л. Безруков). М.: Наука, 1964, с. 97–113.
 32. *Емельянов Е.М., Михайлов О.В., Шикмус К.М.* Некоторые особенности геоморфологического строения и тектонического развития Средиземного моря. — В кн.: Основные черты геол. строения, гидр. режима и биологии Средиземного моря. М.: Наука, 1965, с. 20–33.
 33. *Емельянов Е.М., Шикмус К.С.* Карбонаты, кремнезем и железо во взвеси Средиземного моря. — Океанология, 1974, 15, вып. 1, с. 106–111.
 34. *Емельянов Е.М., Шикмус К.М.* Концентрация железа, алюминия, марганца и титана в водной взвеси Средиземного моря. — Океанология, 1975, 15, вып. 4, с. 675–680.
 35. *Емельянов Е.М., Чумаков В.Д.* Некоторые данные по изучению иловых вод Мраморного и Средиземного морей. — Докл. АН СССР, 1962, 143, № 3, с. 701–704.
 36. *Емельянов Е.М., Романкевич Е.А.* Геохимия Атлантического океана. Органическое вещество. М.: Наука, 1979, 219 с.
 37. *Жуков М.М.* Оценка золотого фактора образования лёсса в свете изучения черных бурь. — Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 24, 1964.
 38. *Зубаков В.А.* Геохронологическая шкала материкового плейстоцена. — Докл. АН СССР, 1966, 169, № 6.
 39. *Каплин П.Н.* Плейстоценовые колебания уровня моря Мирового океана. — В кн.: Палеогеография и отложения плейстоцена Южных морей СССР. М.: Наука, 1977.
 40. *Кинд Н.Д.* Вопросы синхронизации геологических событий и колебаний климата в верхнем антропогене. — В кн.: Основные проблемы геологии антропогена Евразии (к VIII конгрессу INQLLA). М.: Наука, 1969.
 41. *Ковылин В.М.* Третий Средиземноморский рейс э/с "Академик С. Вавилов". — Океанология, 1961, 1, вып. 4, с. 753–756.
 42. *Кондратьева Т.М., Финенко З.З.* Первичная продукция в Средиземном море. — В кн.: Биол. структура и продуктивность планктонных сообществ Средиземного моря. Киев: Наукова думка, 1975, с. 145–162.
 43. *Корнева Е.В.* Палинологические исследования колонок отложений Средиземного моря. — В кн.: Основные проблемы микропалеонтологии и органогенного осадконакопления в океанах и морях. М.: Наука, 1969, с. 268–280.
 44. *Корнева Ф.Р.* Распределение фораминифер в поверхностном слое осадков восточной части Средиземного моря. — Океанология, 1966, вып. 5, с. 817–822.
 45. *Корнева Ф.Р., Саидова Х.М.* Стратиграфия осадков восточной части Средиземного моря по бентосным фораминиферам. — В кн.: Основные проблемы микропалеонтологии и органогенного осадконакопления в океанах и морях. М.: Наука, 1969, с. 188–192.
 46. *Корнева Ф.Р., Саидова Х.М.* Стратиграфия осадков центральной части Средиземного моря по бентосным фораминиферам. — Океанология, 1972, 12, вып. 4, с. 654–658.
 47. *Коченов А.В., Батурин Г.Н., Ковалева С.А.* и др. Уран и органическое вещество в осадках Черного и Средиземного морей. — Геохимия, 1965, № 3, с. 302–313.
 48. *Крашенинников Г.Ф.* Учение о фациях. — М.: Высшая школа, 1971.
 49. *Кригер Н.И.* Червертичные отложения Африки и передней Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
 50. *Крылов А.А., Шикмус К.М., Емельянов Е.М.* и др. О терригенной седиментации в Средиземном море в позднечетвертичное время (по данным абсолютного возраста терригенных минералов). — В кн.: Определение абсолютного возраста месторождений и молодых магматических пород. М.: Наука, 1976, с. 264–271.
 51. *Кудинов Е.И., Петелин В.П.* Аппаратура и методика сбора проб морских осадков и их первичной обработки. — Бюлл. Междуведомств. океаногр. комиссии при Президиуме АН СССР, 1958, № 2.
 52. *Куприн П.Н., Моргунов Ю.Г., Калинин А.В., Калинин В.В.* Структурные соотношения в верхах осадочной толщи по профилю между островами Сицилия и Пантелерия (Тунисский пролив). — В кн.: Геол. и полезн. ископаемые стран Азии, Африки и Латинской Америки, вып. 1, 1976, с. 83–90.
 53. *Куприн П.Н., Шербаков Ф.А., Куренкова В.Г., Афанасьева М.С.* К стратиграфии позднечетвертичных осадков Центрального бассейна Средиземного моря. — Вестн. МГУ. Сер. геол., 1977, № 1, с. 72–79.
 54. *Лебедев Л.И.* Геология дна Среднего Каспия. — Автореф. канд. дис. М., 1965.
 55. *Лисицын А.П.* Распределение и химический состав взвеси в водах Индийского океана. — Океанология, № 10, М.: Наука, 1964.
 56. *Лисицын А.П.* Мощность осадочной толщи и скорости осадконакопления в океанах в мезозое и кайнозое по данным глубоководного бурения. — Океанология, 1973, 13, вып. 2.
 57. *Лисицын А.П.* Осадкообразование в океанах М.: Наука, 1974. 493 с.
 58. *Лисицын А.П.* Процессы океанской седиментации. Литология и геохимия. М.: Наука, 1978, 392 с.

59. Лисицын А.П., Емельянов Е.М., Ельцина Г.Н. Геохимия осадков Атлантического океана. Карбонаты и кремнеземы. М.: Наука, 1977. 256 с.
60. Лисицын А.П., Емельянов Е.М., Ельцина Г.Н., Кошелев Б.А. Карбонаты в современных осадках Атлантического океана, литология и геохимия. — В кн.: Геохимия Атлантического океана. М.: Наука, 1977.
61. Лисицын А.П., Петелин В.П. К методике предварительной обработки проб морских осадков. — Тр. Ин-та океанологии АН СССР, 1956, т. 19.
62. Маев Е.Г. Донные отложения южной части Каспийского моря. — Автореф. канд. дис. М., 1964.
63. Маловицкий Я.П., Емельянов Е.М., Казаков О.В. и др. Геологическое строение дна Средиземного моря (по данным комплексных геолого-геофизических исследований). — В кн.: Гидрол. и геол. исследования Средиземного и Черного морей. М., 1975, с. 74–96.
64. Маловицкий Я.П., Москаленко В.Н., Проконцев Н.Г. 19-й средиземноморский рейс нис "Академик С. Вавилов". — Океанология, 1974, 14, вып. 4, с. 746–749.
65. Маловицкий Я.П., Москаленко В.Н., Проконцев Н.Г. и др. 20-й рейс нис "Академик С. Вавилов" в Средиземном море. — Океанология, 1975, 15, вып. 2, с. 353–356.
66. Маловицкий Я.П., Проконцев Н.Г., Пилипчук М.Ф., Соколов В.С. 21-й рейс нис "Академик С. Вавилов" в Средиземном море. — Океанология, 1976, 16, вып. 6.
67. Маловицкий Я.П., Проконцев Н.Г. Карбонатно-цеолитовая базальтовая лава подводной горы (вулкана) Вавилова в Тирренском море. — Докл. АН СССР, 1976, 231, № 6.
68. Маловицкий Я.П., Есина Л.А., Москаленко В.Н. и др. Глубинная структура и история геологического развития впадин Средиземного моря. — В кн.: Палеонтология. Морская геология (Докл. сов. геологов на МГК XXV сессии). М.: Наука, 1976.
69. Маловицкий Я.П. Тектоника дна Средиземного моря. М.: Наука, 1978. 96 с.
70. Марков К.К. Проблема палеогеографии антропогена Марокко. — Бюлл. Комиссии по изуч. четвертич. периода АН СССР, 1961, № 26.
71. Марков К.К. Стратиграфия голоцена и позднеледниковья. — В кн.: Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины. М.: Изд-во АН СССР, 1961.
72. Марков К.К., Суетова И.А. Эвстатические колебания уровня океана. — В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М.: Наука, 1965.
73. Марков К.К., Величко А.А. Четвертичный период. М.: Наука, т. 2, 3.
74. Михайлов О.В. Рельеф Средиземного моря. — В кн.: Основные черты геол. строения, гидрол. режима и биологии Средиземного моря. М.: Наука, 1965, с. 10–19.
75. Михайлов О.В., Гончаров В.П. Геоморфология дна бассейнов Средиземного моря. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1969, № 2, с. 25–37.
76. Монин А.С. История Земли. Л.: Наука, 1977.
77. Монин А.С., Шишков Ю.А. История климата. Л.: Гидрометеоздат, 1979. 407 с.
78. Москаленко В.Н., Евсюков Ю.Д. Осадочные бассейны Крито-Родосской островной дуги. — В кн.: Гидрол. и геол. исследования Средиземного и Черного морей. М.: 1975, с. 177–181.
79. Москаленко В.Н., Шимкус К.М. Геологическая интерпретация сейсмических границ верхней части осадочной толщи Средиземного моря. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 2.
80. Москаленко В.Н., Шимкус К.М. О роли крупных оползневых образований — олистограм и олистограм — в позднеледниковом осадконакоплении Черного моря. — Океанология, 1976, вып. 4, с. 655–661.
81. Москаленко В.Н., Шимкус К.М., Маловицкий Я.П., Евсюков Ю.Д. "Осадочные реки" Центрального бассейна Средиземного моря. — Бюл. МОИП. Сер. геол., 1976, № 3, с. 113–118.
82. Москвитин А.И. Стратиграфическая схема четвертичного периода в СССР и ее принципиальное и краткое фактическое обоснование. Тр. Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Изд-во АН СССР, 1957, т. 13.
83. Москвитин А.И. Среднеевропейское "готтвейг" и "паудорф" и их места в стратиграфии верхнего плейстоцена европейской части СССР. — В кн.: Верхний плейстоцен, стратиграфия и абсолютная геохронология. М.: Наука, 1966.
84. Муратов М.В. Четвертичная история Черноморского бассейна в сравнении с историей Средиземного моря. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1960, 35, № 5.
85. Муратов М.В. О верхнечетвертичной (вюрмской) фауне моллюсков на дне Средиземного моря. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1964, 39, № 2.
86. Муратов М.В., Емельянов Е.М., Михайлов О.В. Тектоническая карта Средиземного моря масштаба 1:5 млн. (составная часть тектонической карты Евразии под ред. А.Л. Яншина). Изд. ГУГК МИН ГЕО СССР. М., 1966.
87. Муратов М.В. Происхождение материков и океанических впадин. М.: Наука, 1975.
88. Негляд К.В. 1-й Средиземноморский рейс э/с "Академик С. Вавилов". — Океанология, 1962, 2, вып. 3, с. 172–180.
89. Нейштадт М.И. Некоторые итоги изучения голоцена. — В кн.: Палеогеография и хронология верхнего плейстоцена и голоцена по данным радиоуглеродного метода. М.: Наука.
90. Нейштадт М.И. О нижней границе голоцена. — В кн.: Палинология голоцена. М., 1971.
91. Никифорова К.В. Нижняя граница четвертичной (антропогеновой) системы. — В кн.: Стратиграфия. Палеонтология, 4. М.: ВИНТИ, 1973, с. 50–101.
92. Овчинников И.М., Плахин Е.А., Москаленко Л.В. и др. Гидрология Средиземного

- моря. Л.: Гидрометеиздат, 1976, с. 163–203; 260–303.
93. *Очаковский Ю.Е.* IV Средиземноморский рейс э/с "Академик С. Вавилов". — Океанология, 1963, 3, вып. 3, с. 550–554.
 94. *Панов Д.Г.* Палеотемпературные условия и палеоклиматическое районирование Европы в эпоху последнего оледенения. — Изв. Всесоюзного Географического общества, 1964, № 6.
 95. *Петелин В.П.* О выборе методики минералогического анализа песчано-алевритовых фракций морских донных осадков. — Тр. Ин-та океанологии АН СССР, 1961, т. 50, с. 549–553.
 96. *Петелин В.П.* Вторая средиземноморская океанологическая экспедиция э/с "Академик С. Вавилов". — Океанология, 1961, вып. 3.
 97. *Прокопцев Н.Г.* Методы изучения механического состава современных осадков Средиземного моря в Лаборатории литологии ЧЭНИС ЮО ИОАН СССР. — В кн.: Основные черты геол. строения, гидр. режима и биологии Средиземного моря. М.: Наука, 1965, с. 69–70.
 98. *Пунинг Я.М.* Об абсолютном возрасте позднплейстоценового межледниковья на территории северо-западной части Русской равнины. — Изв. АН Эст. ССР, Химия и геол., 1971, 20, № 3, с. 22–23.
 99. *Равский Э.М.* О соотношении оледенений и пльвиалов в Северной Азии. — В кн.: Четвертичный период и его история. М.: Наука, 1965.
 100. *Ратеев М.А., Емельянов Е.М., Хеиров М.Б.* Особенности формирования глинистых минералов в современных осадках Средиземного моря. — Литол. и полезн. ископаемые, 1966, № 4, с. 6–23.
 101. *Романкевич Е.А.* Геохимия органического вещества в океане. М.: Наука, 1977. 256 с.
 102. *Романкевич Е.А., Безруков П.Л., Баранов В.И., Христианова Л.А.* Стратиграфия и абсолютный возраст глубоководных осадков западной части Тихого океана. Результаты исслед. по междунар. геофиз. проектам. — Океанология, 1966, 14.
 103. *Севастьянов В.Ф.* Перераспределение химических элементов при окислительно-восстановительных процессах в осадках Средиземного моря. — Литол. и полезн. ископаемые, 1968, № 1, с. 3–15.
 104. *Соколов В.С., Соколова Е.Г.* Объемный метод определения карбонатов и углерода органических веществ в морских осадках. М.: Наука, 1975, с. 17–24.
 105. *Страхов Н.М.* О методике изучения осадков современных водоемов. — В кн.: Образование осадков в современных водоемах. М.: Изд-во АН СССР, 1954.
 106. *Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, т. 1–3, 1962.
 107. *Страхов Н.М., Залманзон Э.С.* Распределение аутигенно-минералогических форм железа в осадочных породах и его значение для литологии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1955, № 1.
 108. Тектоника Евразии (Объяснительная записка к Тектонической карте Евразии масштаба 1:5 000 000) (Гл. ред. А.Л. Яншин). М.: Наука, 1966, с. 212–238.
 109. *Тримонис Э.С., Шимкус К.М.* Об осадконакоплении в вершине подводного каньона. — Океанология, 1970, 10, вып. 1.
 110. *Федоров В.П.* Проблема корреляции плейстоценовых береговых линий Черного моря, Средиземноморья и Атлантики. — В кн.: Четвертичный период и его история. М., 1965.
 111. *Федоров П.Н.* Позднечетвертичная история Черного моря и развитие южных морей Европы. — В кн.: Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР (Отв. ред. П.Н. Каплин, Ф.А. Щербаков). М.: Наука, 1977.
 112. *Фищенко З.З., Крупаткина Д.К., Заика В.Е.* Взвешенное органическое вещество и соотношение его компонентов в Средиземном море. — В кн.: Биологическая структура и продуктивность планктонных сообществ Средиземного моря. Киев: Наукова думка, 1975, с. 103–111.
 113. *Франкавила Ф.* Палинология длинной колонки из Тирренского моря. — В кн.: Палинология голоцена и маринопалинология (Тр. III Межд. палин конф.) (на англ. яз.), М.: Наука, 1973, с. 128–133.
 114. *Флоровская В.Н., Гурский Ю.Н.* Особенности состава органического вещества глубоководных осадков Черного моря. — В кн.: Химические ресурсы морей и океанов. — М., "Наука", 1970, с. 226–237.
 115. *Цейнер Ф.* Плейстоцен. М.: Иностран. лит., 1963.
 116. *Чумаков И.С.* Плиоценовые и плейстоценовые отложения долины Нила и Нубии в Верхнем Египте. М.: Наука, 1967. 113 с.
 117. *Чумаков И.С.* Некоторые вопросы геологической истории Средиземноморского бассейна в конце миоцена — начале плиоцена по новым данным. — Сов. геология, 1971, № 10, с. 3–14.
 118. *Чумаков И.С., Шимкус К.М., Мощанский В.А.* Послемиоценовые наноилы Средиземного моря как аналоги древних песчаных илов. — Бюл. МОИП, отд. геол., 1974, № 6, с. 132.
 119. *Шанцер Е.В.* Стратиграфические подразделения четвертичной (антропогенной) системы. — В кн.: Стратиграфия и палеонтология (итоги науки и техники). М.: ВИНТИ, 1977, т. 3, с. 75–95.
 120. *Шимкус К.М.* Осадкообразование в Средиземном море в позднечетвертичное время. — Автореферат канд. дис., 1972.
 121. *Шимкус К.М.* Донные осадки Средиземного моря и его позднечетвертичная история. — В кн.: Гидрол и геол. исслед. Средиземного и Черного морей (Отв. ред. Я.П. Маловицкий). М., 1975, с. 110–155.
 122. *Шимкус К.М.* Геохимия глубоководных верхнечетвертичных осадков Средиземного моря. — В кн.: Геохимия Средиземного моря. Киев: Наукова думка, 1979, с. 87–110.
 123. *Шимкус К.М., Емельянов Е.М., Тримонис Э.С.* Донные отложения и черты позднечетвертичной истории Черного моря. — В кн.: Земная кора и формирование

- Черноморской впадины. М.: Наука, 1975, с. 138–163.
124. Шимкус К.М., Гракова И.В. Радиоуглеродные датировки донных осадков Средиземного моря и некоторые вопросы стратиграфии, палеогеографии и осадкообразования. — В кн.: Радиоизотоп. метод. исслед. в гидрогеологии. Киев: Наукова думка, 1975, с. 186–191.
 125. Шимкус К.М., Мухина В.В., Тримонис Э.С. О роли диатомей в позднечетвертичном осадкообразовании Черного моря. — Океанология, 1973, вып. 6, с. 1066–1071.
 126. Шимкус К.М., Ратеев М.А., Хейров М.Б. Региональные провинции глинистых минералов в верхнечетвертичных осадках Средиземного моря и признаки их корреляции с изменениями климата. — В кн.: Гидрол. и геол. исследования Средиземного и Черного морей. М., 1975, с. 163–176.
 127. Шишкина О.В. Геохимия морских и океанических иловых вод. М.: Наука, 1972. 228 с.
 128. Щербakov Ф.А., Куприн П.Н., Забелина Э.К. и др. Палеогеография Азово-Черноморья в позднем плейстоцене-голоцене. — В кн.: Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. М.: Наука, 1977.
 129. Щукин И.С. Общая геоморфология. М.: Наука, 1960, т. 1.
 130. Янишин А.Л., Есенин Л.А., Маловицкий Я.П., Шлезингер А.Е. Осадочный чехол и происхождение глубоководной котловины Алжиро-Прованского бассейна. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 6.
 131. Alessio M., Bella F., Belluomini G. et al. Dattazioni con il metodo del carbonio-14 di carboni e livelli unificati (paleosuoli) intercalati nelle formazioni piroclastiche del Campi, Flegrei (Napoli). — Rend. Soc. ital. miner. et petrol., 1971, 27, N 2.
 132. Alexandersson T. Recent littoral and sublittoral high-Mg calcite lithification in the Mediterranean. — Sedimentology, 1949, 12, p. 47–61.
 133. Alexandersson T. Intragranular growth of marine aragonite and Mg calcite: Evidence of precipitation from supersaturated seawater. — J. Sediment. Petrol., 1972, 42, N 2, p. 441–460.
 134. Alimen H. Prehistoire de l'Afrique. P., 1955, p. 576.
 135. Alimen H., Beucher F., Conrad G. Chronologie du dernier cycle pluvial-aride au Sahara nord-occidental. — C. r. Acad. sci., 1966, D 263, N 1.
 136. Alimen H., Conghon C. Sur l'existence et la chronologie des formations glaciaires de Corse. — C. r. Acad. sci., 1966, D 262, N 6.
 137. Aloisi J.-Cl. Les facteurs de la sédimentation récente sur de plateau continental Languedocien. — C. r. Acad. sci., 1973, D 279, N 00.
 138. Aloisi J.-Cl., Monaco A., Thommeret J., Thommeret Y. Evolution paléogéographique du plateau continental Languedocien: dans le cadre du Golfe du Lion: Analyse comparée des données sismiques, sédimentologiques et radiométriques concernant le Quaternaire récent. — Rev. géogr. phys. et géol. dyn. (2), 1975, 17, fasc. 1, p. 13–22.
 139. Ambrosetti P., Azzardi A., Bonadonna F.P., Follieri M. A scheme of Pleistocene chronology for the Tyrrhenian side of Central Italy. — Boll. Soc. geol. ital., 1972, 91, 168–184.
 140. Ambrosetti P. et al. Guide book: Meeting of INQUA subcomission on Mediterranean and Black Sea shorelines, Pise-Perugia-Tarquina, 1975, Mar. 35 p.
 141. Andrée K. Geologie des Meeresbodens. Leipzig, 1920.
 142. Angelier J. Sur les plates-formes marines quaternaires et leurs deformations: les rivages méridionaux de la Crète orientale (Grèce). — C. r. Acad. sci., 1975, D 281, p. 1149–1153.
 143. Baghi G., Barbieri F., Beliochi W. et al. Sedimenti e struttura del bacino della Sardegna (Mar Tirreno). — Ateneo parm. Acta natur., 1977, 13, p. 549–570.
 144. Bandy O.L., Wilcoxon J.A. The Plio-Pleistocene boundary, Italy and California. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1970, 81, p. 29–39.
 145. Banner F.T., Blow W.H. Progress in the planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Neogene. — Nature, 1965, 208, p. 1164–1166.
 146. Barbieri F., Innocenti F., Ferrara G. et al. Evolution of Eolian arc volcanism (southern Tyrrhenian Sea). — Earth and Planet. Sci. Lett., 1974, 21, p. 269–276.
 147. Bartolini C. Coccoliths from sediments of the Western Mediterranean. — Micropaleontology, 1970, 16, N 2, p. 129–154.
 148. Bartolini C., Gehin Cl., Stanley D.J. Morphology and recent sediments of the Western Alboran basin in the Mediterranean Sea. — Mar. Geol., 1972, 13, N 3, p. 159–223.
 149. Bayliss D.D. The distribution of Hyaline balthica and Globorotalia truncatulinoides in the type Calabrian. — Lethaia (2), Oslo, p. 133–143.
 150. Bellaiche G. Géologie sous-marine de la marge continentale au large du massif des Maures (Var, France) et de la plaine abyssale Ligure. — Rev. géogr. phys. et géol. dyn. (2), 1970, 12, fasc. 5, p. 403–440.
 151. Bellaiche G. Les dépôts quaternaires immergés du Golfe de Fréjus (Var) France. — In: Mediterranean sea: A natural sedimentation laboratory. Stroudsburg (Pa), 1972, p. 171–176.
 152. Bellaiche G. Sur l'origine et l'âge des levées sédimentaires profondes; cas du delta sous-marin du Rhône (Méditerranée Nord-occidentale). — Mar. Geol., 1975, 19, p. 1–6.
 153. Bellaiche G., Chamley H., Rotschy F. Quelques particularités de la sédimentation marine Quaternaire au sud de l'île du Levant (Var). — Tethys, 1972, 4(1), p. 243–250.
 154. Bellaiche G., Mauffret A., Rehault J.-P. Nature, âge et origine des affleurements roches prélevés par 240 m de fond sur le sommet d'un dôme au large de la Provence. — C. r. Acad. sci., 1974, D 278, p. 41–43.
 155. Bellaiche G., Pautot G. Quelques observations morphologiques et sédimentologiques effectuées à bord du bathyscaphe "Archimède" au large des Maures et de l'Estérel.

- Bull. Soc. géol. France (7), 1966, 8, p. 769-772.
156. *Bellaiche M.G., Vergnaud-Grazzini C., Glan-geaud L.* Les épisodes de la transgression flandrienne dans le golfe de Fréjus. - C.r. Acad. sci., 1969, D 268, p. 2765-2774.
 157. *Berggren W.A.* Micropaleontologic investigations of the Red Sea (cores summation and synthesis of results). - In: Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea, 1967.
 158. *Bernard E.A.* Les climats d'insolationales latitudes tropicales au Quaternaire: Théorie astronomique des pluviaux et inter-pluviaux africains. - Bull. Soc. Acad. roy. sci. colon., 1959, 5, N 2, p. 344-364.
 159. *Bernard J.* Analyse pollinique d'une séquence marine würmienne provenant de Méditerranée occidentale. - C.r. Acad. sci., 1972, D 274, N 8, p. 1151-1154.
 160. *Bernoulli D., Mélières F.* Dolomitization in early Pliocene pelagic limestones, site 374, Ionian abyssal plain. - Init. Rept Deep-Sea Drill. Proj., 1978, 42A, p. 621-634.
 161. *Beucher F.* Flores quaternaires au Sahara nord-occidental d'après l'analyse pollinique de sédiments prélevée à Hassi-Zguilma (Saoura). - C.r. Acad. sci., 1963, 256, N 10.
 162. *Biju-Duval B., Letouzey J., Montadert L.* Structure and evolution of the Mediterranean basins. - Init. Rept Deep-Sea Drill. Proj., 1972, 42 F, p. 951-984.
 163. *Bizon G., Bizon J., Mauffret A.* Présence de Miocène terminal et de Pliocène inférieur au large de Minorque (Baléares, Espagne). - Rev. Inst. Franç. Petrole, 1975, 30, N 5, p. 731-732.
 164. *Blanc A.C.* La stratigraphie de la plaine cotière de la basse Versilia (Italie) et la transgression flandrienne en Méditerranée. - Rev. géogr. phys. et géol. dyn., 1935, 9, N 2.
 165. *Blanc J.* Recherches sédimentologiques dans de canyons de la Provence occidentale (Campagne de la "Calypso" sur la côtes de Provence 1956). - Ann. Inst. océanogr., 1959, 37, fasc. IV.
 166. *Blanc J.J.* Observations sur la sédimentation bioclastique en quelques points de la marge continentale de la Méditerranée. - In: Méditerr. Sea Natur. Sediment. Lab., Stroudsburg (Pa), 1972, p. 225-240.
 167. *Blanc J.J.* La sédimentation sur le précontinent de Provence et ses modelités. Comparisons avec d'autres secteurs de la Méditerranée. - Bull. Bur. rech. géol. min. II sér., sect. 14, 1974, N 3, p. 133-164.
 168. *Blanc-Vernet L.* Contribution à l'étude des foraminifères de Méditerranée (Relations entre la microfauune et le sédiment. Biocoenoses actuelles, thanatocoenoses pliocènes et quaternaires). Thèse de Doctorat. - Rec. trav. stal. mar. Endoume, 1969, N 64.
 169. *Blanc-Vernet L., Chamley H., Froget C.* Analyse paléoclimatique d'une carotte de Méditerranée. Nord-occidentale. Comparaison entre les résultats de trois études: Foraminifères, pteropodes, fraction sédimentaire issue du continent. - Paléogéogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 1969, 6, p. 215-235.
 170. *Blanc-Vernet L.* Données micropaléontologiques et paléoclimatiques d'après des sédi-ments profonds de Méditerranée. - In: Méditerr. Sea: Natur. Sediment. Lab. Stroudsburg (Pa), 1972, p. 115-128.
 171. *Blanc-Vernet L., Chamley H., Froget C.* et al. Observations sur la sédimentation marine récente dans la région Siculo-Tunisienne. - Géol. méditerr., 1975, 2, N 1, p. 31-48.
 172. *Blanc-Vernet L., Pastouret L.* Précisions sur la valeur du formainifère Globorotalia inflata d'Orb comme critère climatique en Méditerranée. - Tethys, 1969, 1 (2), p. 535-538.
 173. *Blow R.A., Hamilton N.* Geomagnetic secular variation in recent sediments from the Tyrhenian Sea. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1974, 22, p. 417-422.
 174. *Böggild O.B.* The deposits of the sea bottom: Rept Dan. Oceanogr. Exped. 1908-1910 to the Mediterranean and Adjacent Seas, 1913, 1.
 175. *Bonadonna S.F.P., Rinaldi G.F.* Distribuzione di uranio nelle conchiglie fossili di alcuni giacimenti quaternari dal Lazio settentrionale e discussione del risultati delle "Datazioni" ottenute con il metodo del disequilibrio radioattivo. - Boll. Soc. géol. ital., 1974, 93, p. 143-150.
 176. *Bonatti E., Honnores J., Joensuu O., Rydell H.* Submarine iron deposits from the Mediterranean Sea. - Méditerr. Sea: Natur. Sedimentat. Lab. Stroudsburg (Pa), 1972, p. 701-710.
 177. *Bond A.* Multiple sources of pumice in the Aegean. - Nature, 1976, 259, N 5540, p. 194-195.
 178. *Bonifay E.* Stratigraphie de loess wurmiens en Provence. - C.r. Acad. sci., 1959, 248, N 1, p. 123-125.
 179. *Bonifay E.* Pliocene and Pleistocene méditerranéens; vue d'ensemble et essai de corrélations avec la chronologie glaciaire. - Ann. paléontol. vertebr., 1964, 50, N 2, p. 197-226.
 180. *Bonifay E.* Stratigraphie de loess anciens et récents dans le Sud-Est de la France. - Bull. Assoc. franç. étude Quatern., 1965, 2, N 2.
 181. *Bonifay E.* L' "Ere quaternaire": Définition, limites et subdivisions sur la base de la chronologie méditerranéenne. - Bull. Soc. géol. France. (7), 1975, 17, N 3, p. 380-393.
 182. *Bonifay E., Mars P.* Le Tyrrhénien dans le cadre de la chronologie quaternaire méditerranéenne. - Bull. Soc. géol. France, 1959, 1, N 1, p. 62-68.
 183. *Bonifay E., Courtin J., Thommeret J.* Datation des derniers stades de la transgression versilienne dans la région de Marseille. - C. r. Acad. sci., 1971, D 273, N 22.
 184. *Borisi S., Marinelli G., Mazzocini F.* et al. Reconnaissance of ignimbrites at Pantelleria and Eolian Islands. - Bull. volcanol., 1963, 25, p. 357-363.
 185. *Bottema S.* Implications of a pollen diagram from the Adriatic Sea. - Geol. en mijnbouw, 1974, 53 (6), p. 401-405.
 186. *Botteron G.* Etude de sédiments récoltés au coures de plongées avec le bathyscaphe "Trieste" au large de Capri. - Bull. Soc. vand. sci. natur. 1958, 67, N 298.

187. *Bourcart J.* Contribution à la connaissance du socle sous-marin de la France le long de la cote Méditerranéenne. — Topogr. sous mar. et sédiment. actuel, Alger, 1953, fasc. IV.
188. *Bourcart J.* Réflexions sur l'orogénèse quaternaire. — Geol. Rndsch., 1955, 43, N 1.
189. *Bourcart J.* Carte topographique du fond de la Méditerranée occidentale. — Bull. océanogr., 1960, N 1163.
190. *Bourcart J., Boillot G.* Etude de dépôts flandriens de l'anse Duguesclin, près de Cancale (Ille-et-Vilaine). — Bull. Soc. géol., France, 1960, 2, N 1, p. 45-49.
191. *Bourcart J., Gennesseaux M., Klimek E.* Etude sur les sables profonds de la vaeel sous-marine de Nice et al Roya. — Ann. Inst. Océanogr. Monaco, 1964, 41, fasc. 6.
192. *Braidwood R.J.* Summary of prehistoire investigations in Kurdistan in relation to climatic change. — Arid Zone Res., 1963, N 20.
193. *Brondi A., Ferretti O., Anselmi B.* Deriva delle sabbie del litorale nord-occidentale del Golfo di Toranto. — Soc. ital. miner. petrol., 1974, 30 (1), p. 111-140.
194. *Bukry D.* Coccolith stratigraphy, Leg 13, Deep Sea Drilling Project. — Init. Rept Deep-Sea Drill. Proj., 1973, 13, p. 817-821.
195. *Butzer K.W.* Mediterranean pluvials and the general circulation of the Pleistocene. — Geogr. ann., 1957, 39, N 1, p. 48-53.
196. *Butzer K.W.* The Near East during the last glaciation: A palaeogeographical sketch. — Geogr. J., 1958, 124, N 3, p. 367-369.
197. *Butzer K.W.* Quaternary stratigraphy and climate in the Near East. Bonn, 1958.
198. *Butzer K.W.* Changes of climate during the late geological record. Introductory remarks. — Arid Zone Res., 1963, N 20, p. 203-204.
199. *Butzer K.W., Fränzele O.* Observations on pre-würm glaciations of the Iberian peninsula. — Ztschr. Geomorphol., 1959, 3, N 1, S. 85-97.
200. *Büdel J.* Die Klimazonen des Eiszeitalters. — Intern. Geol. Rev., 1959, 1, p. 72-79.
201. *Cailleux A.* Sur une poussière transportée par le vent dans le Golfe Persique. — C. r. Acad. sci., 1963, 256, N 11, p. 2439-2440.
202. *Campo M.V., Aymonin G., Guinet Ph., Rognon P.* Contribution à l'étude du peuplement végétale Quaternaire des montagnes sahariennes: l'Atakor. — Pollen et spores, 1964, 6, N 1, p. 169-194.
203. *Camps G.* Tableau chronologique de la Préhistoire récente du Nord de l'Afrique. — Bull. Soc. préhist. franç., 1971, 71, fasc. 1, p. 261-278.
204. *Carter T.G., Flanagan J.P., Jones C.R.* et al. A new bathymetric chart and physiography of the Mediterranean Sea. — Mediterr. Sea: Natur. Sediment. Lab. Stroudsburg (Pa), 1972, p. 1-25.
205. *Castany G.* Le tyrrhénien de la Tunisie. — Quaternaria, 1962, 6, p. 229-269.
206. *Castany G., Ottmann F.* Le quaternaire marin de la Méditerranée occidentale. — Rev. géogr. phys. et géol. dyn., 1957, 1, N 1, p. 46-55.
207. *Caulet J.P.* Recent biogenic calcareous sedimentation of the Algerian continental shelf. — Mediterr. Sea: Natur. Sediment. Lab. Stroudsburg (Pa), 1972, p. 261-277.
208. *Caulet J.* Les sédiments organogènes du précontinent Algerien. — Mém. Mus. nat. hist. natur. n.s. C, 1972, 25.
209. *Cauwet G.A., Gadel F.Y., Monaco A.A.* Etude sédimentologique et géochimique de quelques dépôts quaternaires récents du plateau continental au large du Roussillon (Golfe de Lion). — Mediterr. Sea: Natur. Sediment. Lab. Stroudsburg (Pa), 1972, p. 687-700.
210. *Chamley H.* Contribution à l'étude minéralogique et sédimentologique de vases méditerranéennes. — Rev. trav. stat. mar. Endoume, 1963, 29, N 44, p. 91-195.
211. *Chamley H.* Possibilités d'utilisation de la cristallinité d'un minéral argileux (illite) comme témoin climatique dans les sédiments récents. — C. r. Acad. sci., 1967, 265, p. 184-187.
212. *Chamley H.* Intérêt paléoclimatique de l'étude morphologique d'argiles Méditerranéennes. — Tethys, 1969, 1 (3), p. 923-925.
213. *Chamley H.* Recherches sur la sédimentation argileuse de Méditerranée: Thèse doctorat, Marseille. — Bull. Mém. Serv. Caste géol. Als. Lorr., Strasbourg., 1971, N 35.
214. *Chamley H.* Destruction d'argile dans les sapropèles de Méditerranée orientale. — C. r. Acad. sci., 1972, D 274, p. 2837-2840.
215. *Chamley H.* Sur la sédimentation argileuse profonde en Méditerranée. — Mediterr. Sea: Natur. Sediment. Lab. Stroudsburg (Pa), 1972, p. 387-399.
216. *Chamley H.* La sédimentation argileuse au Quaternaire: Sur diverses significations des argiles profondes de la Méditerranée. — Bull. Assoc. franç. étude Quatern., 1973, N 36, p. 223-228.
217. *Chamley H.* Sédimentation argileuse en mer Ionienne au Plio-Pleistocène d'après l'étude des forages 125 DSDP. — Bull. Soc. géol., France (7), 1975, 17, N 6, p. 1131-1142.
218. *Chamley H., Paquet H., Millot G.* Minéraux argileux des vases méditerranéennes. — Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr., 1963, 15, p. 161-169.
219. *Charnock H., Reiss I.A., Hamilton N.* Sedimentation in the Tyrrhenian Sea. — Mediterr. Sea: Natur. Sediment. Lab. Stroudsburg (Pa), 1972, p. 615-629.
220. *Chavaillon J.* Regards sur la préhistoire saharienne: Le temps paléolithiques. — Rev. quest. sci., 1965, 4, 26, N 1.
221. *Chêne R.J.* Etude palynologique du Néogène et du Pleistocène inférieur de Bresse. — Bull. Bur. rech. géol. et min. Ser. 1, 1974, N 4, p. 209-235.
222. *Chevallier A.* Etude bathylithologique des côtes de la Méditerranée, d'Antibes à Menton. — Ann. Inst. océanogr., 1914, 7 (1).
223. *Choubert G.* Evolution de la connaissance du Quaternaire au Maroc. — Notes et mém. Serv. géol. Maroc, 1965, N 185, p. 9-27.
224. *Chabati M., Marabini F.* Hypsometry of the Tyrrhenian Sea. — Rapp. Comm. intern. Mer. Méditer., 1973, 21, N 11, p. 917-919.
225. *Cita M.B.* Inventory of biostratigraphical findings and problems. — Init. Rept Deep-Sea Drill. Proj., 1973, 13, P. 1045-1074.

226. *Cita M.B., Chierici M.A.* Crociera Tallassografica Adriatica, 1955: Ricerche sui Foraminiferi contenuti in 18 carote prelevate sul fondo del mare Adriatico. — Arch. Oceanogr. Limnol., 1962, 12 (3)
227. *Cita M.B., Chierici M.A., Ciampo G.* et al. Quaternary record in the Ionian and Tyrrhenian basins of the Mediterranean Sea. — Init. Rept Deep-Sea Drill. Proj., 1973, 13, p. 1263–1340.
228. *Cita M.B., Ciampo G., Ferone E.* et al. II Quaternario del Tirreno abissale: Interpretazione stratigrafica a paleoclimatica dell pozzo DSDP 132. — Rev. espan. micropaleontol., 1974, 6, N 2, p. 25–326.
229. *Cita M.B., D'Onofrio.* Climatic fluctuations in submarine cores from the Adriatic Sea (Mediterranean). — In: Progress in oceanography. Oxford; New York: Pergamon Press, 1967, 4, p. 161–178.
230. *Cita M.R., Vergnaud-Grazzini C., Robert Ch.* et al. Paleoclimatic record of a long deep-sea core from the Eastern Mediterranean. — Quatern. Res., 1977, 8, N 2, p. 205–235.
231. *Cita M.B., Ryan W.B.F., Kidd R.B.* Sedimentation rates in Neogene deep-sea sediments from the Mediterranean and geodynamic implications of their changes. — Init. Rept Deep-Sea Drill. Proj., 1978, 42A, p. 991–1002.
232. *Closs H., Hinz K., Maucher H.* Mittelmeerfahrten 1969 (N 17) und 1971 (N 22) des Forschungsschiffes "Meteor". — "Meteor"-Forsch.-Ergebn. A, 1972, N 10, S. 31–50.
233. *Conchon O.* Notice explicative pour la carte du quaternaire de France au 1/1000 0000 Région Corse. — Ann. sci. Univ. Besançon, Geol. ser., 1973, 3 fasc. 21, p. 33–40.
234. *Condomines M., Tanguy J.-Cl.* Age de l'Etna, déterminé par la méthode du déséquilibre radioactif $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$. — C. r. Acad. sci., 1973, D 282, p. 1661–1664.
235. *Conrad G.* Synchronisme du dernier pluvial dans le Sahara septentrional et le Sahara méridional. — C. r. Acad. sci., 1963, 257, N 17.
236. *Cravatte J., Dufaure Ph., Prim M., Ronaix S.* Les forages du Golfe du Lion, stratigraphie, sédimentologie. — Notes et Mém. comp. franç. pétrol. 1974, N 11, p. 209–274.
237. *Creutzburg N.* Über junge Verschüttungserscheinungen auf der Insel Kreta und ihre Beziehungen zum Klima des Pleistozäns. — Praktika tis akademias Afinon, 1968, 35, N 2, p. 293–306.
238. *Crove A.T., Goudie A.S.* — Late Quaternary lake levels in the rift valley of southern Ethiopia and elsewhere in tropical Africa. — Nature, 1971, 234, N 5329.
239. *D'Arrigo A.* Ricerche sur regime dei litorali del Mediterraneo. Roma, 1936.
240. *Depéret Ch.* Essai de coordination chronologique des temps quaternaires. — C. r. Acad. sci., 1938, 166, p. 480–486.
241. *Dewey J.F., Pitman W.C., Ryan W.B.F., Bonin J.* Plate tectonics and the evolution on the Alpine system. — Bull. Soc. Geol. Amer., 1973, 84, N 10, p. 3137–3180.
242. *Diester-Hass L.* No current reversal at 10000 B.P. in the Strait Gibraltar. — Mar. Geol., 1973, 15, p. 1–9.
243. *Doderlein P.* Note illustrative della Carta geologica del Modenese e del Regiano. Modena, 1870–72.
244. *Don W.L., Farrand W.R., Ewing M.* Pleistocene ice volumes and sea-level lowering. — J. Geol., 1962, 70, N 2, p. 206–214.
245. *Duff R.E., Geiskes J.M., Lawrence J.R.* Interstitial water studies. — Init. Rept. Deep-Sea Drill. Proj., 1978, 42A, p. 561–568.
246. *Duffaure J.J.* Problèmes de néotectonique dans le Péloponnèse. — Rev. géogr., phys. et géol. dyn., Paris (2), 1965, 7, fasc. 3, p. 235–252.
247. *Duplaix S.* Etude minéralogique des niveaux sableux des carottes prélevées sur le fond de la Méditerranée. — Rept Swed. Deep-Sea Exp. 1947–1948, 1958, 8, 2, p. 137–138.
248. *Duplaix S.* Les minéraux lourds de sables de plages et de canyons sous-marins de la Méditerranée Française. — Mediterr. Sea. Natur. Sediment. Lab. Stroudsburg (Pa), 1972, p. 293–304.
249. *Duplaix S., Gennesseaux M.* Les minéraux lourds des sables du Var du Paillon et la Roya et les dépôts sous-marine de la mer de Liguria. — Cah. océanogr., 1967, N 3.
250. *Dupont B., Delaune M.* Etude de quelques coupes dans le Quaternaire récent du la Tchad. — Cah. ORSTOM géol., 1970, 2, N 1, p. 49–60.
251. *Durand J.H.* Les croûtes caicaires et gypseuses en Algérie: formation et âge. — Bull. Soc. géol. France, 1963 (1964), 5, N 6.
252. *Durand-Delga M.* L'évolution de l'archipel de la Galite au Néogène et au Quaternaire. — C. r. Acad. sci., 1956, 243, N 1/9, p. 507–509.
253. *Emelyanov E.M.* Principal types of recent bottom sediments in the Mediterranean Sea. — Mediterr. Sea: Natur. Sediment. Lab. Stroudsburg (Pa), 1970, p. 355–386.
254. *Emelyanov E.M., Shimkus K.M.* Suspended matter in the Mediterranean Sea. — Mediterr. Sea: Natur. Sediment. Lab., Stroudsburg (Pa), 1972, p. 417–440.
255. *Emelyanov E.M., Shimkus K.M., Hsü K.* Mineral composition of the Mediterranean cenozoic sediments (fraction 0,1–0,05 mm), Leg 42A. — Init. Rept Deep-Sea Drill. Proj., 1978, 42A.
256. *Emelyanov E.M., Shimkus K.M., Hsü K.J.* Heavy mineral composition of the Mediterranean Neogene sediments DSDP, Leg 42A. — Init. Rept, Deep-Sea Drill. Proj., 1978, 42A, p. 401–420.
257. *Emery K.O., Heezen C., Allan T.D.* Bathymetry of the Eastern Mediterranean Sea. — Deep-Sea Res., 1966, 13, N 2, p. 173–192.
258. *Emery K.O., Neev D.* Mediterranean beaches of Israel. — Bull. Sea Fish. Res. Stat. Min. Agr. Israel, 1960, N 28, p. 1–18.
259. *Emiliani C.* Pleistocene temperature variations in the Mediterranean. — Quaternaria, 1955, N 2, p. 87–98.
260. *Emiliani C., Mayeda T., Selli R.* Paleotemperature analysis of the Plio-Pleistocene section at the Castella, Calabria, Southern Italy. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1961, 72, p. 679–688.
261. *Eriksson K.G.* The sediment core N 210 from the Western Mediterranean Sea. —

- Rept Swed. Deep-Sea Exp. 1947-1948, 1963, 8, N 7, p. 395-594.
262. *Ericson D.B.*, Pleistocene climatic record in some deep-sea sediment cores. — Ann. N.Y. Acad. Sci. 95, N 1, p. 537-541.
263. *Eriksson K.G., Olsson I.U.* Some problems in connection with C^{14} dating of tests of foraminifera. — Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, 1965, 2, N 7/9, p. 1-13.
264. *Escalon de Fonton M.* Du Paléolithique supérieur au Mésolithique dans le midi méditerranéen. — Bull. Soc. préhist. France, 1966, N 63, p. 66-180.
265. *Evans G.* Report on cruise R.R.S. "Shackleton" to the Eastern Mediterranean 5-17th September. L., 1973.
266. *Evernden I.F., Curtis G.H.* The Potassium-Argon dating late Cenozoic rocks on East Africa and Italy. — Curr. Anthropol., 1965, 6, (4), p. 343-364.
267. *Fabricius F., Schmidt-Thomé P.* Contribution to recent sedimentation on the shelves of the Southern Adriatic, Ionian and Syrtis Sea. — Méditerr. Sea: Natur. Sediment. Lab. Stroudsburg (Pa), 1972, p. 333-343.
268. *Fairbridge R.W.* Quaternary sedimentation in the Mediterranean region controlled by tectonics, paleoclimates and sea level. — Méditerr. Sea: Natur. Sedimentat. Lab. Stroudsburg (Pa), 1972, p. 99-113.
269. *Fanucci F., Fierro G., Picazzo M.* Le versilien du plateau continental Ligurie (neotectonique et sédimentation). — In: XXV Congr. Assembl. plénière, Split, Comit. Géol. Géophys. Mar. 1976.
270. *Fierro G.* Répartition des sédiments dans la région des Bouches de Bonifacio. — Rapp. Commis. intern. Mer. méditerr. Monaco, 1963, 19, N 4, p. 645-647.
271. *Fierro G., Gennesseaux M., Rehault J.-P.* Caractères structuraux et sédimentaires du plateau continental de Nice à Gênes (Méditerranée nordoccidentale). — Bull. Bur. rech. géol. et min., 1973, sec. 4, N 4, p. 193-208.
272. *Fierro G., Passera R.* Studio sedimentologie di 32 carote prelevate nel Nord Tirreno. — Assoc. geofis. ital., Roma, 1965, p. 223-234.
273. *Finetti I.* Mediterranean Ridge: A young submerged chain associated with the Hellenic Arc. — Bull. geofis. teor. e appl., 1976, 29, p. 60-68.
274. *Finetti I., Morelli C.* Wide scale seismic exploration of the Mediterranean Sea. — Bull. geofis. teor. e appl., 1972, 14, N 56, p. 291-342.
275. *Finetti I., Morelli C.* Geophysical exploration of the Mediterranean Sea. — Boll. geofis. teor. e appl., 1973, 15, N 60, p. 263-341.
276. *Flemming N.C.* Relative chronology of submerged pleistocene marine erosion features in the Western Mediterranean. — J. Geol., 1972, 80, N 6, p. 633-662.
277. *Fliri F.* Chronologie der letzten alpinen Grossvereisung. — Umshau, 1971, 71, N 8, S. 282.
278. *Florschütz F., Menedez A.J., Wijmstra T.A.* Palynology of a thick Quaternary succession in southern Spain. — Paleogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 1971, 10, N 4.
279. *Fontes J.Ch., Perthuisot I.P.* Facies minéralogiques et isotopiques des carbonates de la sebka El Melah (Zarzis, Tunisie): Les variations du niveau de la Méditerranée orientale depuis 40000 ans. — Rev. geogr., phys. et géol. dyn., 1971, 13, N 4.
280. *Fontes J.Ch., Bartolami G.C.* Evolution des confins Adriatiques septentrionaux au Pleistocene supérieur et à l'Holocène. — Colloq. Intern. CNRS. 1974, N 219.
281. *Françavilla F., Tomadin L.* Quelques observations sur la sédimentation des argiles et des pollens d'une carotte de la mer Tyrrhénienne. — Rapp. et proc.-verb. réün. Commis. intern. explor. sci. Mer. méditerr. Monaco, 1973, 21, N 11, p. 913-915.
282. *Frank A.H.E.* Pollen stratigraphy of lake of Vico (Central Italy). — Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 1968, 6, p. 67-85.
283. *Froget Cl.* Découverte d'affleurements quaternaires anciens sur le Pécontinent provençal, au large de l'île Riou. — C. r. Acad. sci., 1967, D 264, p. 212-214.
284. *Froget G., Thommeret J., Thommeret Y.* Mollusques septentrionaux en Méditerranée occidentale: Datation par le C^{14} . — Palaeogeogr. Palaeoclimatol., Palaeoecol., 1972, 12, p. 286-293.
285. *Fruth J., Maucher T.A., Schereiks R.* Geochemische und sedimentologische Untersuchungen an rezenten Sedimentation in Bereich der Aolischen Inseln. — "Meteor" Forsch.-Ergebn., 1973, N 14, S. 60-72.
286. *Galloway R.W.* A note on world precipitation during the last glaciation. — Eiszeitalter und Gegenwart., 1965, 16, p. 76-77.
287. *Gennesseaux M.* Prospection photographique des canyons sous-marins du Var et du Paillon (Alpes Maritimes) au moyen de la Troika. — Rev. geogr. phys. et géol. dyn., 1966, 8, fasc. 1, p. 3-38.
288. *Gennesseaux M., Thommeret Y.* Datation par le radiocarbonate de quelques sédiments sous-marine de la région niçoise. — Rev. géogr. phys. et géol. dyn., 1968, 10, p. 375-382.
289. *Gignoux M.* Sur la classification du Pliocene en du Quaternaire dans l'Italie du sud. — D. r. Acad. Sci., 1910, p. 841-844.
290. *Gignoux M.* Les formations marines pliocènes et quaternaires de l'Italie du Sud et de la Sicile. — Ann. Univ. Lyon. N.S., 1973, 1 (36), 24-693.
291. *Gigout M.* Au propos du Quaternaire sur le littoral des provinces du Levant espagnol quaternaire marin. — C. r. Acad. sci., 1955, 249, N 19, p. 1914-1916.
292. *Gigout M.* Sur le Tyrrhénien de la Méditerranée occidentale. — Quaternaria, 1962, 6, p. 209-228.
293. *Got H., Monaco A.* Sur quelques aspects de la sédimentation du plateau continental Catalan et des reches adjacents. — Bol. Intern. estud. asturianos, 1966, N 12, p. 1-9.
294. *Got H., Monaco A., Reyss D.* Les canyons sous-marins de la mer Catalane: Le rech du Cap et le rech Lacase-Duthiers. 1969.
295. *Cot H., Stanley J.D.* Sedimentation in two Catalanian canyons, Northwestern Mediterranean. — Mar. Geol., 1974, 16, p. 91-100.
296. *Graul H.* Der Verlauf des glazialeustatischen Meeresspiegelanstieges berechnet an Hand

- von C¹⁴ Datierung. — Verh. Dtsch. Geographentag, 1960, 32, S. 232–242.
297. Gross H. Das Mittelwörn in Mitteleuropa und angrenzenden Gebieten. — Eiszeitalter und Gegenwart, 1964, 15.
298. Heese R., Rad U. Undisturbed large-diameter cores from the strait of Otranto. — Mediterr. Sea: Natur. Sediment. Lab. Stroudsburg (Pa), 1972, p. 645–653.
299. Heese R., Rad U., Fabricius F.H. Holocene sedimentation in the Strait of Otranto between the Adriatic and the Ionian Seas (Mediterranean). — Mar. Geol., 1971, 10, N 5, p. 293–356.
300. Heezen B.C., Gray C., Segre A.G., Zardzki E.F.K. Evidence of foundered continental crust beneath the Central Tyrrhenian Sea. — Nature, 1971, 229, p. 327–329.
301. Herman Y. Quaternary Eastern Mediterranean sediments: micropaleontology and climatic record. — Mediterr. Sea: Natur. Sediment. Lab. Stroudsburg (Pa), 1972, p. 129–148.
302. Heye D. Magnetische Untersuchungen an Sedimentkernen des Mittelmeers. — "Meteor" Forsch.-Ergebn., R.C. 1970.
303. Horowitz A. Climatic and vegetational developments in northeastern Israel during upper Pleistocene — Holocene times. — Pollen and Spores, 1971(1972), 13, N 2.
304. Hammen T., Wijmstra T.A., Molen W.H., Palynological study of very thick peat section in Greece and the Würmglacial vegetation in the Mediterranean region. — Geol. en mijnbouw, 1965, 44, N 1.
305. Huang T.C., Stanley D.J. Western Alboran Sea: Sediment dispersal, pondering and reversal of currents. — Mediterr. Sea: Natur. Sediment. Lab. Stroudsburg (Pa), 1972, p. 521–560.
306. Huang T.C., Stanley D.J., Stuckenrath R. Sedimentological evidence for current reversal at the Strait of Gibraltar. — Mar. Techn. Soc. J., 1972, 6, N 4, p. 25–33.
307. Hugues F., Pierre E. Schéma des variations du niveau de l'océan Atlantique sur la côte de l'Ouest de l'Afrique depuis 40 000 ans. — C. r. Acad. sci., 1967, D 265, N 11, p. 784–787.
308. Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project, 1973, 13.
309. Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project, 1978, 42A.
310. Kabelaz F. Kraustenkalkbildungen in Nord-syrien — Ber. Naturforsch. Ges. Freiburg. 1962, S. 103–109.
311. Kavalidze W. A estratigrafia do Quaternario no Marrocos mediterraneo. — Bol. paran. geogr., 1961, N 2/3, p. 13–28.
312. Keller G.H., Lambert D.N. Geotechnical properties of submarine sediments, Mediterranean Sea. — Mediterr. Sea: Natur. Sediment. Lab. Stroudsburg (Pa), 1972, p. 401–416.
313. Keller J., Ninkovich D. Tephralagen in der Agäis. — Dtsch. Geol. Ges. Ztschr., 1972, 123, S. 579–587.
314. Keller J., Leiber J. Sedimente, Tephra-Lagen und Basalte der südtyrrhenischen Tiefsee Ebene in Bereich des Marsili-Seeberges. — "Meteor" Forsch.-Ergebn. C, 1974, N 19, S. 62–76.
315. Keller I., Ryan W.B.F., Ninkovich D., Altherr R. Explosive volcanic activity in the Mediterranean over the past 2000 000 years recorded in deep sea sediments. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1978, 89, N 4, p. 591–604.
316. Kelletat D. Eine eustatische Kurve für jüngere Holozän, konstruiert nach Zeugnissen Früherer Meeresspiegelstände im östlichen Mittelmeergebiet. — Neues Jahrb. Geol. Paläontol. Monatsh., 1975, N 6, S. 360–374.
317. Kelling G., Stanley D.J. Sedimentation in the vicinity of the Strait of Gibraltar. — Mediterr. Sea: Natur. Sediment. Lab. Stroudsburg (Pa), 1972, 489.
318. Kidd R.B., Cita M.B., Ryan W.B.F. Stratigraphy of Eastern Mediterranean sapropel sequences recovered during DSDP Leg 42A and their paleoenvironmental significance. — Init. Rept Deep-Sea Drill. Proj., 1978, 42A, p. 421–444.
319. Klebelsberg R. Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie. Historisch-regionaler Teil. Vienna: Springer, 1949, 2, p. 407–1028.
320. Kubiena W.L. Paleosoils as indicators of paleoclimates. — Arid. Zone Res., 1963, N 20, p. 207–209.
321. Kullenberg B. On the salinity of the water contained in marine sediments. — Göteborgs Kgl. vet.-och vitterhets-samhäl. handl., Sjätte föl. Ser. B, 1952, 6, N 6. 38 s.
322. Lamb H.H. Climates and circulations regimes developed over the Northern hemisphere during and since the Last Ice Age. — Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 1971, 10, N 2/3, p. 125–162.
323. Landergrén H. On the geochemistry of Mediterranean sediments. — Three sediment cores from the Tyrrhenian Sea. — Göteborgs Kgl. vet.-och vitterhets-samhäl. handl., f. 6. Ser. B, 1948, 5, N 13.
324. Larsson C. Examination of pollen grains in three cores from the Tyrrhenian Sea: Three sediment cores from the Tyrrhenian Sea. — Göteborgs Kgl. vet.-och vitterhets-samhäl., F. 6, Ser. B, 1948, 5, N 13.
325. Leroi-Gourhan A. Flores et climat du Paléolithique récent. — Compt. rend. Congr. préhist. France. Monaco. 1959.
326. Leclaire L. La sédimentation holocène sur le versant méridional du bassin Algéro-Baléares (Précontinent Algérie). — Mém. Mus. natur. hist., 1972, C 24, p. 1–391.
327. Leclaire L. Aspects of late Quaternary sedimentation on the Algerian Precontinent and in the adjacent Algiers-Baleares basin. — Mediterr. Sea: Natur. Sediment. Lab. Stroudsburg (Pa), 1972, p. 561–582.
328. Leclaire L., Vergnaud-Grazzini C. Variations des associations de Foraminifères planctoniques et paléotempératures isotopiques depuis le début du dernier Glacière dans une carotte du bassin algéro-baléares. — C. r. Acad. sci., 1972, D 275, p. 2111–2114.
329. Letolle R., Lumley H. Composition isotopique de carbonates organogènes quaternaires de Méditerranée occidentale: Essai d'interprétation climatique. — C. r. Acad. sci., 1971, D 273, p. 2225–2228.
330. Longinelli A., Cortesi G., Fornaca-Rinaldi G. Rivenimento di una linea di spiaggia sepolta

- di eta würmiana al largo del litorale Toscano. — Boll. Soc. geol. ital., 1972, 91, p. 3–10.
331. *Maccaroni E.* Notizie petrografiche e petrochimiche sulle lave sottomarine del Seamount 4 (Tirreno Sud). — Boll. Soc. geol. ital., 1970, 89, p. 159–180.
332. *Maldonado A., Stanley D.J.* The Nile cone: A submarine fan development by cyclic sedimentation. — Mar. Geol., 1976, 20, p. 27–40.
333. *Maldonado A., Stanley D.J.* Depositional patterns and late Quaternary evolution of two Mediterranean submarine fans: A comparison. — Mar. Geol., 1979, 31, N 3/4, p. 215–250.
334. *Malovitsky Ya.P., Emelyanov E.M., Kazakov O.V.* et al. Geological structure of the Mediterranean Sea floor (based on geological-geophysical data). — Mar. Geol., 1975, 18, p. 231–261.
335. *Marchetti D.B.* Preliminary palynological data on the proposed Plio-Pleistocene boundary type-section of le Castella. — Acta natur., 1975, 11, p. 467–485.
336. *Marion A.F.* Considérations sur les faunes profondes de la Méditerranée. — Ann. Mus. Hist. Nat., Marseille, 1883, 1, N 2.
337. *Mars P.* Les faunes et la stratigraphie du quaternaire méditerranéen. — Rapp. et proc.-verb. réün. Commis. intern. explor. sci. Mer méditer. Monaco, 1963, 17, N 3, p. 1029–1044.
338. *Marshall J.F., Tom B.G.* The sea level in the last interglacial. — Nature, 1976, 263, p. 120–121.
339. *Mauffret A., Fail J.P., Montadert L.* The North-western Mediterranean sedimentary basin from a "Flexotit" seismic reflection profile. — Bull. Inst. franç. petrole. geol., 1972, 224, N 17, p. 1–31.
340. *McBurney C.B., Hey R.W.* Prehistory and pleistocene geology in Cyrenaican Libya. Cambridge, 1955, 315 p.
341. Mediterranean Sea: A natural sedimentation laboratory. Stroudsburg (Pa): Dowden, Hutchinson, Ross, 1972.
342. *Meischener D.* Formation processes and dispersal patterns of the sediments along the Istrian coast of the Adriatic. — Rapp. et proc.-verb. réün. Commis. intern. explor. sci. Mer. méditerr., Monaco, 1973, 21, N 11, p. 843–846.
343. *Melieres F., Chamley H., Coumes F., Ronge P.* X-ray mineralogy studies. Leg 42A. deep-sea drilling project. Mediterranean Sea. — Init. Rept Deep-Sea Drill. Proj., 1978, 42A, p. 361–384.
344. *Mellis O.* The coarse-grained horizons in the deep-sea sediments from the Tyrrhenian Sea: Three sediment cores from the Tyrrhenian Sea. — Göteborgs Kgl. vet.-och. vitterhets-samhäl. handl., F 6, Ser. B, 1948, 5, N 13, S. 45–72.
345. *Menard H.W., Smith S.M., Pratt R.M.* The Rhône deep-sea fan. — Submarine Geol. and Geophys., 1965, 17, p. 271–285.
346. *Menéndez A.J., Florschütz F.* Contribution al conocimiento de la historia de la vegetación en España durante el Cuaternario. — Estud. geol., 1961, 17, N 1.
347. *Menendez A.J., Florschütz F.* Un aspect de la végétation en Espagne méridionale durant la dernière glaciation et l'holocène. — Geol. en mijnbouw, 1962, N 3.
348. *Mensingh H.* Die Roterde des Mittelmeergebietes. — Umschau, 1957, 57, N 12, S. 375–377.
349. *Menzies R.J., Imbrie J., Heezen B.C.* Further considerations regarding the antiquity of the abyssal environment. — Deep-Sea Res., 1961, 8, p. 79–94.
350. *Messerli B.* Das Problem der eiszeitlichen Vergletscherung am Libanon und Hermon. — Ztschr. Geomorphol., 1966, 10, N 1, p. 37–68.
351. *Milliman J.D., Ross D.A., Teh-Lung Ku.* Precipitation and lithification of deep-sea carbonates in the Red Sea. — J. Sed. Petrol., 1969, 39, N 2.
352. *Monaco A.* Contribution à l'étude géologique et sédimentologique du plateau continental du Roussillon (Golfe du Lion). — Bull. Union océanogr., France, 1973, 5, N 4, p. 3–7.
353. *Monaco A., Thommeret J., Thommeret Y.* L'âge des dépôts quaternaires sur le plateau continental du Roussillon (Golfe du Lion). — C. r. Acad. sci., 1972, D 274, p. 2280–2283.
354. *Morelli C.* et al. Geophysical studies in the Aegean Sea and in the Eastern Mediterranean. — Boll. geofis. teor. e appl., 1975, 18, N 66, p. 127–167.
355. *Müller C.* Kalkiges Nannoplankton aus Tiefseekernen de s Jonischen Meers — "Meteor" Forsch. — Ergebnisse, Reiche C, 1972, N 10, s. 75–95, Berlin–Stuttgart.
356. *Müller G.* Die rezenten Sedimente im Golf von Neapol. — In: Mineral–Neu- und Umbildungen in den rezenten Sedimenten des Golfes von Neapol: Ein Beitrag zur Umwandlung vulkanischer Gläser durch Halmyrolyse. — Beitr. Mineral. und Petrogr. 1961, 8, S. 1–20.
357. *Müller J., Fabricius F.* Carbonate mineralogy of deep-sea sediments from the Ionian Sea. — Rapp. Commis. Intern. Mer. méditerr., 1973, 21, N 11, p. 855–859.
358. *Müller J., Fabricius F.* Magnesian calcite nodules in the Ionian deep-sea: An actualistic model for the formation of some nodular limestones. — In: Pelagic sediments: Land and Sea. Oxford etc., 1971, p. 235–247.
359. *Nakagawa H., Niihuma N., Elmi E.* Pliocene and Pleistocene magnetic stratigraphy in La Castella area, Southern Italy: A preliminary report. — Quatern. Res., 1971, 1, p. 360–368.
360. *Napoli Alliata E.* Etude de la carotte N 19 campagne du "Vema" dans la Méditerranée (mer Tyrrhénien). — Topogr. et géol. profond. océan. Paris, 1959.
361. *Napoli Alliata E., Fioramonti G., Stefanini S.* Etudes de quelques carottes provenant de la plateforme continentale de la Sardaigne méridionale. — Rapp. Commis. intern. Mer. méditerr., 1969, 19, N 4, p. 639–641.
362. *Napoli Alliata E., Fioramonti G., Stefanini S.* Etudes des carottes 1 et 2 prélevées dans le golfe de Cagliari (Sardaigne méridionale) par le "Bannock" du CNR, croisière 1966 (note "7"). — Rapp. Commis. intern. Mer. méditerr., 1972, 20, N 4, p. 597–598.
363. *Neev D., Bakler W., Moshkooovitz S.* et al. Recent faulting along the Mediterranean coast of Israel. — Nature, 1973, 245, p. 254–256.

364. *Neev D., Emery K.O.* The history of the Dead Sea. — Bull. Assoc. Intern. Nat. Hydrol. Sci., 1966, N 4.
365. *Nelson B.W.* Mineralogical differentiation of sediments dispersed from the Po Delta. — *Mediterr. Sea: Natur. Sediment. Lab. Stroudsburg (Pa)*, 1972, p. 441–451.
366. *Nesteroff W.D.* Petrography and mineralogy of sapropels. — *Init. Rept Deep-Sea Drill. Proj.*, 1973, 13, p. 713–720.
367. *Nesteroff W.D.* The sedimentary history of the Mediterranean area during the Neogene. — *Init. Rept Deep-Sea Drill. Proj.*, 1973, 13, p. 1257–1262.
368. *Nicholls I.A.* Santorini volcano, Greece-tectonic and petrochemical relationships with volcanics of the Aegean region. — *Tectonophysics*, 1971, 11, p. 377–385.
369. *Nicholls I.A.* Petrology of Santorini volcano; Cyclades, Greece. — *J. Petrol.*, 1971, 12, N 1, p. 67–119.
370. *Nikovich D., Heezen B.C.* Santorini tephra. — In: *Submarine geology and geophysics*/ Ed. W.F. Whittard, R. Brabshaw. L., 1965, p. 413–453.
371. *Nikovich D., Heezen D.C.* Physical and chemical properties of volcanic glass shards pozzuolana ash in Thera island and from upper and lower ash layers in Eastern Mediterranean deep-sea sediments. — *Nature*, 1967, 219, N 5076.
372. *Nir Y., Nathan Y.* Mineral clay assemblages in recent sediments of the Levantine basin Mediterranean Sea. — *Bull. Groupe franc. Argiles*, 1972, 24, p. 187–196.
373. *Nir Y., Thommeret Y.* Essais de détermination des vitesses de sédimentation en Méditerranée orientale au moyen des mesures de Carbone 14. — *Rapp. Commis. intern. Mer. méditerr.*, 1972, 20, N 4, p. 713–715.
374. *Norin E.* The sediments of the central Tyrrhenian sea. — *Rept. Swed. Deep-Sea Exp. Göteborg*, 1958, 8, fasc. 1, p. 1–136.
375. *Oceanus*, 1959, 6, N 2.
376. *Oelzschner H., Sigel W.* Sedimentologische Untersuchungen im Golf von Manfredonia (Südadria). — *Geol. Rdsch.*, 1970, 60, S. 131–144.
377. *Olausson E.* Description of sediment cores from the Mediterranean and the Red Sea. — *Rept Swed. Deep-Sea Exp. 1947–1948, Göteborg*, 1960, 8, fasc. 3, p. 286–334.
378. *Olausson E.* Studies of deep-sea cores. Sediment cores from the Mediterranean and the Red Sea. — *Rept Swed. Deep-Sea Exp.*, 1961, 8, fasc. 4, p. 336–391.
379. *Olsson E.A., Broecker W.S.* Lamont natural radiocarbon measurements, V. — *Amer. J. Sci. Radiocarbon. Suppl.*, 1950, 1, p. 1–28.
380. *Olsson E.A., Broecker W.S.* Lamont natural radiocarbon measurements, VII. — *Amer. J. Sci. Radiocarbon. Suppl.*, 1961, 3, p. 171–175.
381. *Olsson I.* Uppsala natural radiocarbon measurements. — *Amer. J. Sci. Radiocarbon. Suppl.*, 1959, 1, p. 87–102.
382. *Opdyke D., Nikovich D., Lowrie W., Hays J.D.* The paleomagnetism of the two Aegean deep-sea cores. — *Earth and Planet. Sci., Lett.*, 1972, 14, p. 145–159.
383. *Ottman F., Picard J.* Sur quelques mouvements tectoniques récents sur les côtes Nord et East de la Sicille. — *C. r. Acad. sci.*, 1954, 239, N 19.
384. *Paola G.M.* The island of Linosa (Sicily Channel). — *Bull. volcanol.*, 1973 (1974), 37, N 2, p. 149–174.
385. *Papazachos B.C.* Distribution of seismic foci in the Mediterranean and surrounding area and its tectonic implication. — *Geophys. J. R.A.S.*, 1973, 33 N 4, p. 421–430.
386. *Parker F.L.* Eastern Mediterranean Foraminifera. — *Rept Swed. Deep-Sea Exp.*, 1958, 8, fasc. 2, p. 217–283.
387. *Passega R., Rizzini A., Borghetti G.* Transport of sediments by waves, Adriatic coastal shelf. Italy. — *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 1967, 51, N 7, p. 1304–1319.
388. *Pastouret L.* Etude sédimentologique et paléoclimatique de carottes prélevées en Méditerranée orientale. — *Thetys*, 2 (1), 1970, p. 227–266.
389. *Pautot G.* Histoire sédimentaire de la région au large de la Côte d'Azur. — *Mediterr. Sea: Natur. Sediment. Lab. Stroudsburg (Pa)*, 1972, p. 583–613.
390. *Perronne D.J.* Contribution à l'étude sédimentologique de carottes sous-marines en Méditerranée. — *Cah. océanogr., Monaco*, 1968, N 5.
391. *Perozzi A.* Ritrovamento di resti dell'Eneolitico in provincia di Napoli. — *Ric. sci.*, 1949, 10, N 9.
392. *Pettersson H.* Résumé de résultats de la croisière de l'"Albatross" en Méditerranée. — *Bull. inform.*, 1955, N 8.
393. *Pettersson H.* The test cruise with "Skagerak". — *Rept Swed. Deep-Sea Exp. 1947–1948*, 1957, 1, N 1.
394. *Phleger F.B.* Foraminifera of three submarine cores from the Tyrrhenian Sea. — *Göteborgs Kgl. vet.-och. vitterhets-samhäl. handl. Sjätte Följden*, 1947, 5, 5B, S. 1–15.
395. *Pichler H.* Zur Altersfrage des Vulkanismus des Aiolischen Archipels und der Insel Ustica (Sizilien). — *Geol. Mitt.*, 1968, 7, S. 299–332.
396. *Pigorini B.* Sources and dispersion of recent sediments of the Adriatic Sea. — *Mar. Geol.*, 1968, 6, N 3, P. 187–229.
397. *Poizat Cl.* Hydrodynamisme et sédimentation dans le Golfe de Gabes (Tunisie). — *Tethys*, 1970, 2 (1), p. 267–296.
398. *Poser H.* Zur Rekonstruktion der spätglazialen Luftdruckverhältnisse in Mittel und West Europa auf Grund der vorzeitlichen Dünen. — *Erdkunde*, 1950, 4, S. 81–88.
399. *Presley B.J., Petrowski, Kaplan I.R.* Interstitial water chemistry. — *Deep-Sea Drill. Proj.*, 1973, 13, p. 809–811.
400. *Pruvot G.* Sondages exécutés d'août à octobre 1893 à bord du "Roland" navire du laboratoire Arago. — *Bull. Inf. C.O.E.C.*, 1950.
401. *Quezel P.* De l'application de techniques palynologiques à un territoire désertique Paléoclimatologie du quaternaire récent au Sahara. — *Arid Zone Res.* 1963, N 20, p. 243–249.
402. *Raventos J.S., Got H.* Resultados preliminares de la campana marina realizada en el precontinente catalan entre los canones de la Fonera y Blanes, 1974, 9, N 3, p. 73–80.

403. *Rebufatti A.* Geophysical results of seismic profiles. — Bull. Rech. Pau-SNPA, 1972, 6, N 2, p. 383–388.
404. *Reiss Z., Merling-Reiss P., Moshkovitz S.* Quaternary planktonic foraminifera and nanoplankton from the Mediterranean Continental shelf and slope of Israel. — *Isr. Earth Sci.*, 1971, 20, N 4, p. 141–177.
405. *Rio D.* Remarks on late Pliocene-Early Pleistocene calcareous nannofossils stratigraphy in Italy. — *Ateneo parm. Acta natur.*, 1974, 10, p. 409–449.
406. *Rittman A.* Sintesi geologica dei Campi Flegrei. — *Boll. Soc. geol. ital.*, 1951, 69, fasc. 2, 117–128.
407. *Rosholt J.N., Emiliani G.E., Geiss J.* et al. Absolute dating of deep-sea cores by the Pa^{231} (Th^{230} method). — *J. Geol.*, 1961, 69, N 2.
408. *Ross D.A., Degens E.T.* Recent sediments of Black Sea. — In: *The Black Sea — geology, chemistry and biology.* Tulsa (Okla.): Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1974, p. 183–200.
409. *Rosignol-Strick M.* Pollen analysis of some sapropel layers from the deep-sea floor of the Eastern Mediterranean. — *Init. Rept Deep-Sea Drill. Proj.*, 1973, 13, p. 971–993.
410. *Rosignol-Strick M.* Palynologie de sapropèles Méditerranéens du Villafranchien à l'Holocène. — *Colloq. intern. CNRS*, 1974, N 219.
411. *Rosignol M., Pastouret L.* Analyse pollinique de niveaux sapropéliques post glaciaires dans une carottée en méditerranée orientale. — *Rev. palaeobot. palynol.*, 1971, 11, N 3/4, p. 227–238.
412. *Rousset Cl.* Essai de muse au point sur les terra rossa provençales. — *C. r. Acad. sci.*, 1967, D 264, N 10.
413. *Rubin M., Suess H.E.* U.S. Geological Survey Radiocarbon dates. — *Science*, 1955, 121, p. 481–488.
414. *Ruggieri G.* Alcune zone biostratigrafiche del Pliocene e Pleistocene italiani. — *Riv. ital. Paleontol. Stratigr.*, 1961, 67, p. 405–417.
415. *Ruggieri G.* Quadro sintetico del Quaternario marino fra Castellmare del Golfo e Altauilla (Palermo). — *Atti Acad. gioenia sci. natur. Sér. sesta*, 1967, 18, p. 34–355.
416. *Ruggieri G., Selli R.* Il Pliocene e il Postpliocene dell'Emilia. — *Giorn. geol.*, 1949, 3, N 20, p. 1–14.
417. *Rupke N.A., Stanley D.J.* Distinctive properties of turbiditic and hemipelagic mud layers in the Algeco-Balearic basin, Western Mediterranean Sea. — *Smithsonian Contribs Earth Sci.*, 1974, N 13, p. 1–40.
418. *Rupke N.A., Stanley D.J., Stuckenrath R.* Late Quaternary rates of abyssal mud deposition in the Western Mediterranean Sea. — *Mar. Geol.*, 1974, 17, p. 9–16.
419. *Ryan W.B.F.* Stratigraphy of Late Quaternary sediments in the Eastern Mediterranean. — *Mediterr. Sea: Natur. Sediment. Lab.* (Ed. D.J. Stanley), Stroudsburg (Pa), 1972, p. 149–169.
420. *Ryan W.B.F.* Paleomagnetic stratigraphy. — *Init. Rept Deep-Sea Drill. Proj.*, 1973, 13, p. 1380–1386.
421. *Ryan W.B.F., Flood J.D.* Preliminary paleomagnetic measurements on sediments from the Ionian (Site 125) and Tyrrhenian (Site 132) basins of the Mediterranean Sea. — *Init. Rept Deep-Sea Drill. Proj.*, 1973, 13, p. 599–605.
422. *Ryan W.B.F., Heezen B.C.* Ionian Sea submarine canyons and the 1908 Messinian turbidity current. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1965, 76, p. 915–932.
423. *Ryan W.B.F., Stanley D.J., Hersey I.B.* et al. The tectonics and geology of the Mediterranean Sea. — In: *The Sea/Ed. Maxwell*, 1971, 4, pt II, p. 387–491.
424. *Ryan W.B.F., Venkatarathnam K., Wezel F.C.* Mineralogical composition of the Nile Cone/Mediterranean ridge and Strabo trench sandstones and clays. — *Init. Rept Deep-Sea Drill. Proj.*, 1973, 13, p. 731–746.
425. *Ryan W.B.F., Workum F., Jr., Hersey J.B.* Sediments on the Tyrrhenian Abyssal Plain. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1965, 76, N 11, p. 1261–1282.
426. *Sancho J., Letouzy J., Biju-Duval B.* et al. New data on the structure of the Eastern Mediterranean basin from seismic reflection. — *Bull. Inst. franc. petrole, geol.*, 1972, 17, N 249, p. 1–17.
427. *Sandford K.S., Arkell W.J.* Paleolithic man and the Nile valley in Lower Egypt. — *Univ. Chicago, Orient. Ins.*, Publ., 1939, N 36.
428. *Sartori R.* Modern deep-sea magnesian calcite in the central Tyrrhenian Sea. — *J. Sediment.*, 1974, 44, N 3, p. 955–965.
429. *Sayles F.L., Waterman L.S., Manheim F.T.* Interstitial water studies on small core samples from the Mediterranean Sea. — *Init. Rept Deep-Sea Drill. Proj.*, 1973, 13, p. 801–808.
430. *Schofield J.C.* Postglacial sea levels and isostatic uplift. — *N.Z. J. Geol. and Geophys.*, 1964, 7, N 2, p. 359–270.
431. *Schröder B.* Bemerkungeb zu marinen Terrassen des Quaters im NE-Peloponnes (Griechenland). — *Neues Jahrb. Geol. Paläontol. Abh.*, 1975, 149, N 2, S. 148–161.
432. *Schröder B., Kelletat D.* Geodynamical conclusions from vertical displacement of Quaternary shorelines in the Peloponnesos (Greece). — *Neues Jahrb. Geol. Paläontol. Monatsh.*, 1976, H. 3, S. 174–186.
433. *Segre A.* Observations générales sur l'orographie sous-marine de la mer Tyrrhénienne. — *Topogr. et géol. profond. océan.*, Paris, 1959, p. 53–59.
434. *Segre A., Stocchino C.* Nouvelles observations sur la géologie et morphologie des montages sous-marines de la mer Tyrrhénienne. — *Rapp. Commis. Inst. Mer. méditerr.*, 1972, 20, N 4.
435. *Selli R.* Le Quaternaire marin du versant adriatique-ionien de la péninsule italienne. — *Quaternaria*, 1962, VI, p. 391–413.
436. *Selli R.* The Pliocene-Pleistocene boundary in Italian marine sections and its relationship to continental stratigraphy. — *Progr. Oceanogr.*, 1967, 4, p. 67–86.
437. *Selli R.* Calabrian. — *Giorn. geol.*, 1970, 37, p. 55–64.
438. *Selli R., Fabbri A.* Tyrrhenian: A pliocene deep-sea. — *Acad. Nr. lincei. Ser. VIII*, 1971, 50.
439. *Seuffert O.* Der Einfluß von Klimagenese und Morphodynamik auf Entstehung und

- Verbreitung der Terra Rossa im westlichen Mittelmeergebiet. — Würzburg Geogr. Abr., 1964, N 12, S. 161–173.
440. *Shepard F.* Thirty-five thousand years of sea level. — In: Essays in marine geology in honour of K.O. Emery. Los Angeles, 1963.
441. *Shukri N.M., Philip G.* The geology of the Mediterranean coast between Rosetta and Bardia. 1. Recent sediments. — Bull. Inst. Egypt, 1956, 37, p. 377–393.
442. *Sigl W., Chamley R., Fabricius F.* et al. Sedimentology and environmental conditions of sapropels. — Init. Rept Deep-Sea Drill. Proj., 1978, 42A, p. 445–472.
443. *Sigogneau D.* Etude d'un cervidé pléistocène de Corse. — Ann. paléontol., 1960, 46, p. 49–77.
444. *Solecki R.S., Leroi-Gourhan A.* Palaeoclimatology and archaeology in the Near East. — Ann. N.Y. Acad. Sci., 1961, 95, N 1.
445. *Soreitzer H.* Rezente und eiszeitliche Grenzen der glazialen und periglazialen Taurus (Vornehmlich am Beispiel des Kilikischen Ala Dag). — Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark, 1971, 101, S. 139–162.
446. *Stanley D.J.* Modern flysch sedimentation in a Mediterranean island ars setting. — In: Modern and ancient geosynclinal sedimentation. — Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. publ., 1974, N 19.
447. *Stanley D.J., Got H., Leenhardt O., Weiler Y.* Subsidence of the Western Mediterranean basin in Pliocene-Quaternary time: further evidence. — Smithsonian Contr. Earth Sci., 1974, p. 345–350.
448. *Stanley D.J., McCoy F.W., Diester-Haas L.* Balearic Abyssal Plain: An example of modern basin plain deformation by salt tectonism. — Mar. Geol., 1974, 17, p. 183–200.
449. *Stanley D.J., Maldonado A., Stuckenrath R.* Strait of Sicily depositional rates and patterns, and possible reversal of currents in the Late Quaternary. — Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 1975, 18, p. 279–291.
450. *Stanley D.J., Maldonado A.* Nile Cone: date Quaternary stratigraphy and sediment dispersal. — Nature, 1977, 266, N 10, p. 129–135.
451. *Stearns Ch.E., Thurber D.L.* Th²³⁰ — U²³⁴ dates of late Pleistocene marine fossils from the Mediterranean and Moroccan littorals. — Quaternaria, 1965, N 7, p. 29–42.
452. *Stolfa D., Bregant D.* Ricerche geochemiche sui sedimenti dell'Adriatico. — Mem. Mus. civ. st. nat. Verona, 1970, 18, p. 203–234.
453. *Straaten L.M.I.U. van.* Sedimentation in the northwestern part of the Adriatic Sea. — In: Submarine geology and geophysics/Ed. W.F. Whittard, R. Bradshaw. L., 1965, p. 143–162.
454. *Straaten L.M.I.U. van.* Micro-malacological investigation of cores from the southern Adriatic Sea. — Koninkl. Nederl. Akad. Wetensch. Amsterdam Proc. Ser. B, 1966, 69, S. 429–445.
455. *Straaten L.M.O.U. van.* Turbidites, ash layers and shell beds in the bathyal zone of the southeastern Adriatic Sea. — Rev. geogr. phys. et géol. dyn., 1967, 9, (2), p. 219–239.
456. *Straaten L.M.I.U.* Holocene and late-pleistocene sedimentation in the Adriatic Sea. — Geol. Rdsch., 1970, 60, S. 106–131.
457. *Straaten L.M.I.U.* Holocene stages of oxygen depletion in deep waters of the Adriatic Sea. — Mediterr. Sea: Natur. Sediment. Lab. Stroudsburg (Pa), 1972, p. 631–644.
458. *Stradner H.* Catalogue of calcareous nannoplankton from sediments of neogene age in the eastern North Atlantic and Mediterranean Sea. — Init. Rept Deep-Sea Drill. Proj., 1973, 13, p. 1137–1200.
459. *Thomadin L.* Minéraux argileux de vases tyrrhéniennes. — Rapp. et proc.-verb. réun. Commis. intern. explor. sci. Mer. méditerr., Monaco, 1973, 21, N 11, p. 909–912.
460. *Thommeret J., Thommeret Y.* Monaco radiocarbon measurements. — Radiocarbon, 1966, 8.
461. *Thoulet J.* Etude bathylithologique des côtes du Golfe du Lion. — In: L'oceanographie. P., 1922.
462. *Todd R.* Foraminifera from Western Mediterranean deep-sea cores. — Rept Swed. Deep-Sea Exp., 1947–1948, 1958, 8, fasc. 2.
463. *Triulzi C., Mezzardi M.G., Giacometto G.* Radioattività dei sedimenti del Golfo di Taranto (1969). — Giorn. fis. sanit., 1972, 16, N 2, p. 101–108.
464. *Turner J., Greig J.R.A.* Some Holocene pollen diagrams from Greece. — Rev. Palaeobot. Palynol., 1975, 20, p. 171–204.
465. *Valette J.N.* Etude sédimentologique et géochimique de dépôts littoraux entourant l'île Vulcano (Sicile): Thèse 3^o cycle. P., 1969, 175.
466. *Valette J.N.* Etude sédimentologique et géochimique des dépôts littoraux entourant l'île Vulcano (Italie): Roles des fumerolles sous-marines dans les processus de néogénèse. — Bull. Bur. rech. géol. et min. (2), 1972, 4, N 1, p. 25–77.
467. *Veniale F., Saggetti F., Pigorini B., Dal Negro A.* Effetto delle correnti marine sulla dispersione dei minerali argillosi nei sedimenti di fondo del mare Adriatico. I: area estendentesi dal della Po al golfo di Trieste. — Estud. geol., 1974, 30, p. 389–392.
468. *Venkatathnam K., Biscaye P.E., Ryan W.B.F.* Origin and dispersal of Holocene sediments in the Eastern Mediterranean Sea. — Mediterr. Sea: Natur. Sediment. Lab. Stroudsburg (Pa), 1972, p. 455–469.
469. *Venkatathnam K., Ryan W.B.F.* Dispersal patterns of clay minerals in the sediments of the Eastern Mediterranean Sea. — Mar. Geol., 1971, 11, N 4, p. 261–282.
470. *Vergnaud-Grazzini C.* ¹⁸O changes in foraminifera carbonates during the last 10⁵ years in the Mediterranean Sea. — Science, 1975, 190, p. 272–274.
471. *Vergnaud-Grazzini C., Herman-Rosenberg Y.* Etude paléoclimatique d'une carotte de Méditerranée orientale. — Rev. geogr. phys. et géol. dyn. (2), 1969, 11, fasc. 3, p. 279–292.
472. *Vijmstra T.A.* Palynology of the first 30 metres of a 120 m deep section in northern Greece. — Acta bot. neerl., 1969, 18 (4), p. 511–527.
473. *Vilminot J.-Cl., Robert U.* A propos des relations entre le volcanisme et la tectonique en Mer Egée. — C. r. Acad. sci. 1974, D 278, p. 2089–2102.
474. *Vita-Finzi C.* Supply of fluvial sediment to the Mediterranean during the last 20,000 years. —

- Mediterr. Sea: Natur. Sediment. Lab. Stroudsburg (Pa), 1972, p. 43–46.
475. *Watkins N.D., Kester D.R., Kennet J.P.* Paleomagnetism of the type Pliocene/Pleistocene boundary section at Santa Maria de Catancaro, Italy, and the problem of post-depositional precipitation of magnetic minerals. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1974, 24, p. 113–119.
476. *Wezel F.C.* Widespread manifestations of Oligocene – Lower Miocene volcanism around Western Mediterranean. — In: Structural history of the Mediterranean basins. P.: Editions technip, 1977, p. 287–302.
477. *Wezel F.C., Gallo F., Messardi G.* et al. Prima descrizione di alcune rocce del substrato del bacino della Sardegna (Mar Tirreno). — Aetneo parm. Acta natur., 1977, 13, p. 71–92.
478. *Woldstedt P.* Die letzte Eiszeit in Nordamerika und Europa. — Eiszeitalter und Gegenwart, 1960, 11.
479. *Wright H.E.* Late Pleistocene climate of Europa. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1961, 72, N 6.
480. *Wright R.* Neogene benthic foraminifera from DSDP Leg 42A Mediterranean Sea. — Init. Rept Deep-Sea Drill. Proj., 1978, 42A, p. 709–726.
481. *Wright R.* Neogene paleobathymetry of the Mediterranean based on the benthic foraminifera from DSDP, Leg. 42A. — Init. Rept. Deep-Sea Drill. Proj., 1978, 42A, p. 837–846.
482. *Wendorf F., Schild R., Said R., Haynes C.V., Gauter A., Kobusiewicz M.* The prehistory of the Egyptian Sahara. — Science, 1976, v. 193, N 4248, p. 103–114.
483. *Zemmel L., Cook H.E.* X-ray mineralogy studies of selected samples from the sea floor of the Northeast Atlantic and Mediterranean. — Init. Rept Deep-Sea Drill. Proj., 1973, 13, p. 606–665.
484. *Волков И.И., Пилипчук М.Ф., Розанов А.Г., Соколов В.С.* Окислительно-восстановительные процессы в осадках Тирренского моря. — Геохимия, 1977, № 3, с. 446–459.
485. *Гричук В.П.* Проблемы палеобаники и палеопочвоведения на VIII конгрессе INQUA. — В кн.: VIII конгресс INQUA во Франции (итоги и материалы). М.: Наука, 1973, с. 95–102.
486. *Ланская Л.А.* К биологии *Pontosphaera huxleyi* Lohm. — В кн.: Основные черты геологического строения и гидрологического режима и биологии Средиземного моря. М.: Наука, 1965, с. 165–170.
487. *Лисицын А.П.* Вулканизм океанов за 150 млн. лет — типы, история, полезные ископаемые. Статья III. История вулканизма активных окраин Атлантического океана и Средиземного моря. — Изв. вузов. Геол. и разведка, 1980, № 5, с. 3–28.
488. *Моргунов Ю.Г., Калинин А.В., Калинин В.В., Куприн П.Н., Лимонов А.Ф.* Геологическое строение верхней части платформенного чехла в заливе Сидра (Средиземное море). — Океанология, 1978, вып. 3, с. 496–500.
489. *Пилипчук М.Ф.* Некоторые вопросы геохимии молибдена в Средиземном море. — Литол. и полезн. ископаемые, 1972, № 2, с. 25–31.
490. *Пилипчук М.Ф.* Молибден, вольфрам и селен в современных осадках Тирренского моря. — Докл. АН СССР, 1978, т. 239, № 1, с. 203–206.
491. *Пилипчук М.Ф.* Ен осадков по широтному профилю через Центральный бассейн Средиземного моря. — Докл. АН СССР, 1978, т. 243, № 6, с. 1553–1555.
492. *Пилипчук М.Ф., Головина М.С., Соколов В.С.* Литолого-геохимические особенности современных осадков бортов каньона Стромболи. — Литол. и полезн. ископаемые, 1978, № 5, с. 38–51.
493. *Пилипчук М.Ф., Соколова Е.Г.* К геохимии молибдена и вольфрама в донных отложениях Тирренского моря. — Геохимия, 1976, № 11, с. 1961–1700.
494. *Пилипчук М.Ф., Соколова Е.Г.* Селен в верхнечетвертичных отложениях Тирренского моря. — Геохимия, 1979, № 9, с. 1374–1381.
495. *Севастьянова Е.С., Головина М.С., Пилипчук М.Ф.* Перераспределение фосфора в верхнечетвертичных осадках Ионического моря. — Океанология, 1979, т. 19, вып. 4, с. 666–673.
496. *Шимкус К.М.* Карбонатообразование в глубоководной части Средиземного моря в позднечетвертичное время. — В кн.: Геолого-геофизические исследования зоны предокеана. 1980, М., с. 40–59 (Труды Ин-та океанологии АН СССР).
497. *Шимкус К.М., Есуюков Ю.Д., Соловьева Р.Н.* Подводные террасы нижней зоны шельфа Черного моря и их природа. — В сб.: Геол.-геофиз. исследования зоны предокеана. 1980, М., с. 81–92 (Труды Ин-та океанологии АН СССР).
498. *Янишин А.Л., Есина Л.А., Маловицкий Я.П., Шлезингер А.Е.* Структура осадочного чехла и образования Тирренского глубоководного бассейна. — Геотектоника, № 1, 1980, с. 72–85.
499. *Янишин А.Л., Есина Л.А., Казаков О.В., Маловицкий Я.П., Пустильников М.Р., Шлезингер А.Е.* Осадочный чехол и происхождение Ионического глубоководного бассейна. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 1, с. 5–22.
500. *Bellaiche G., Blanpied C.* Evolution sédimentaire quaternaire de la plate-forme pélagienne. — In: Géol. Méditer. La mer Pelagienne. Ann. Univ. Provence, 1979, 6, N 1, p. 304–308.
501. *Bellaiche G.* Sur l'origine et l'âge des levées sédimentaires profondes: cas du delta sous marin du Rhône (Méditerranée Nord-Occidentale). — Marine Geology, 1975, 19, N 2, p. M1–M6.
502. *Bignell R.D., Ali S.S.* Geochemistry and stratigraphy of Nereus Deep, Red Sea. — Geol. Jahrbuch, 1976, D 17, p. 173–186.
503. *Blanc-Vernet L., Clairefond P., Orsolini P.* Les Foraminifères. — In: Géol. Méditer. La mer Pélagienne. Ann. Univ. Provence, 1979, 6, N 1, p. 171–209.
504. *Brun A.* Recherches palynologiques sur les sédiments du golfe de Gabès: résultats préliminaires. — In: Géol. Méditer. La mer Pelagienne. Ann. Univ. Provence, 1979, 6, N 1, p. 249–264.
505. *Chamley H.* Sédimentation argileuse en mer Ionienne au Plio-Pleistocene d'après l'étude

- des forages 125 DSDP. — Bull. Soc. Geol. France, 1975, (7), 17, N 6, p. 1131–1143.
506. *Chamley H., D'Argoud G., Robert Ch.* Genèse des smectites messiniennes de Sicile. Implications paléoclimatiques. — Geol. Méditerranéenne, 1977, N 4, p. 371–378.
507. *Chester R., Baxter G.G., Behairy A.K.A.* et al. Soil-sized eolian dusts from the lower troposphere of the Eastern Mediterranean Sea. — Marine Geology, 1977, 24, N 3, p. 201–217.
508. *Cita M.B., Zocchi M.* Distribution patterns of benthic foraminifera on the floor of Mediterranean Sea. — Oceanologica Acta, 1978, 1, N 4, p. 445–462.
509. *Ciarranfi N., D'Onofrio S.* Studio micropaleontologico quantitativo di una carota prelevata nel mar Ionio. — Revista Española Micropaleontología, 1978, 10, N 1, p. 5–26.
510. *Coumes F., Boltenhagen C.* Trace element distribution in DSDP sites 372, 374, 375 and 376 in the Mediterranean Sea. — Init. Rep. DSDP, 1978, 42A, p. 493–506.
511. *Delibrias G., Evin J.* Datations par le radiocarbone des sédiments de la mer Pélagienne. — In: Géol. Méditer. mer Pélagienne. Ann. Univ. Provence, 1979, 6, N 1, p. 285–289.
512. *Emiliani C.* Cenozoic climatic changes as indicated by the stratigraphy and chronology of deep-sea cores of globigerina-ooze facies. — Ann. N.Y. Acad. Sci., 1960, 95, N 1, p. 521–536.
513. Groupe ARIANE. Resultats de dragages sur la bordure externe de l'arc Hellenique (Méditerranée orientale). — Mar. Geol., 1979, 32, N 3/4, p. 291–310.
514. *Hieke W.* Problems of Easretn Mediterranean Late Quaternary stratigraphy: a critical evolution of literature. — In: Meteor Forschungsgemeinschaft (Ed. E. Seibold, H. Closs). Berlin, Stuttgart, 1976, N 24, p. 68–88.
515. *Mangini A., Dominik J.* Late Quaternary sedimentation rate variations on the Mediterranean Ridge, as results from the 230 Th excess method. — Sedimentary Geology, 1979, N 23, p. 95–112.
516. *Müller C.* Les Nannofossiles calcaires. — In: Géol. Méditer. La mer Pélagienne. — Ann. Univ. Provence, 1979, 6, N 1, p. 210–220.
517. *Ritsch H.* Microbiostratigraphy of core sections of the Red Sea. — Geol. Jahrb., 1976, D17, p. 3–14.
518. *Ross D.A., Uchupi E.* Shallow structure and sedimentation in the Southeastern Mediterranean Sea. — Sedimentary Geol. 1979, N 23, p. 1–18.
519. *Ruggieri G., Sprovieri R.* A revisions of Italian Pleistocene stratigraphy. — Geologica Rom., 1977, N 16, p. 131–139.
520. *Shaw H.F.* The clay mineralogy of the recent surface sediments from the Cilica basin, Northeastern Mediterranean. — Marine Geology, 1978, 26, N 3/4, p. M51–M58.
521. *Schrader H.J.* Quaternary paleoclimatology of the Black Sea basin. — Sedimentary Geol., 1979, N 23, p. 165–180.
522. *Shimkus K.M., Trininis E.S.* Modern sedimentation in the Black Sea. — In: Degens E.T. and Ross D.A. (Eds.). The Black Sea-geology, chemistry and biology: Ann. Assoc. Petrol. Geol. Mem., 1974, N 20, p. 249–278.
523. *Stanley D.J., Sheng H., Kholief M.* Sand on the southern Mediterranean Ridge: proximal basement and distal African–Nile provenance. — Nature, 1973, 279, N 5714, p. 594–598.
524. *Stanley D.J., Maldonado A.* Levantine sea – Nile cone lithostratigraphic evolution: quantitative analysis and correlations with paleoclimatic and eustatic oscillations in the Late Quaternary. — Sedimentary Geol., 1979, N 23, p. 37–65.
525. *Stanley D.J., Perissoratis C.* Aegean Sea ridge barrier-and-basin sedimentation. — Marine Geol., 1977, 24, N 2, p. 97–107.
526. *Stanley D.J., Rehault J.-P., Stuckenrath R.* Turbidite r bypassing model: the Corsican Trough, Northwestern Mediterranean. — Marine Geol., 1980, 37, N 1/2, p. 19–40.
527. *Summerhayes C.P., Sestini G., Misdorp R., Marks N.* Nile Delta: nature and evolution of continental shelf sediments. — Marine Geol., 1978, 27, N 1/2, p. 43–65.
528. *Thiede J.* A glacial Mediterranean. — Nature, 1978, 276, p. 680–683.
529. *Thunnell R.C., Williams D.F., Kennet J.P.* Late Quaternary paleoclimatology, stratigraphy and sapropel history in Eastern Mediterranean deep-sea sediments. — Marine Micropaleontol., 1977, N 2, p. 371–388.
530. *Vanney J.R., Bellaiche G., Coumes F., Irr F.* Géomorphologie sous-marine. Types de modelés observés par submersible dans les canyons méditerranéens au cours de la campagne Cyaligure. — C.r. Acad. Sci. Paris, 1979, 288, p. 735–738.
531. *Vergnaud-Grazzini C., Ryan W.B.F., Cita M.B.* Stable isotopic fractionation climate change episodic stagnation in the Eastern Mediterranean during Late Quaternary. — Marine Micropaleontol., 1977, N 2, p. 353–370.
532. *Williams D.* Periodic freshwater flooding and stagnation of the Eastern Mediterranean Sea during the Late Quaternary. — Science, 1978, 201, p. 252–264.
533. *Williams D.F., Thunnell R.C.* Faunal and oxygen isotopic evidence from surface water salinity changes during sapropel formation in the Eastern Mediterranean. — Sedimentary Geol., 1979, N 23, p. 81–93.

ОГЛАВЛЕНИЕ

<i>Глава I. История исследования донных отложения и методика работ</i>	3
История исследований	4
Методика работ	7
<i>Глава II. Условия осадконакопления</i>	9
Геология	9
Геология водосбора	9
Геология Средиземноморской мегавпадины	11
Геоморфология дна	15
Палеогеография	17
Палеоклимат	17
Палеогидрология	23
<i>Глава III. Стратиграфия и его геохронология</i>	27
Стратиграфия прибрежных морских отложений	27
Общая стратиграфическая схема и геохронология глубоководных четвертичных отложений	30
Стратиграфия и геохронология верхнечетвертичных осадков	31
Данные фораминиферового анализа	33
Макрофауна	42
Изотопные палеотемпературные измерения	43
Кокколитофориды	43
Палинологические данные	45
Радиоуглеродные датировки	49
Палеомагнитные данные	56
Принципиальная схема стратиграфического расчленения верхнечетвертичных осадков	56
<i>Глава IV. Строение и состав четвертичных отложений Средиземного моря</i>	63
Общая характеристика разрезов	63
Текстура осадков	88
Физические свойства осадков	90
Состав верхнечетвертичных отложений	94
Выводы	97
<i>Глава V. Накопление осадков осадочного материала и образование основных типов осадков</i>	99
Скорости осадкообразования	99
Терригенная седиментация	108
Количественное распределение терригенного материала	108
Состав и источники терригенного материала	111
Некоторые особенности распределения терригенного обломочного материала в плейстоцене	127
Накопление вулканогенного материала	143
Накопление карбонатного материала	151
Темпы карбонатакопления	151
Содержания карбонатов, их состав и их источники	154
Накопление и концентрация органического вещества	163
Темпы накопления	163
Содержание C_{org}	166
Сапропелевидные илы и их образование	166
Накопление и концентрация аморфного кремнезема	178
Накопление и концентрация железа, марганца и титана в осадках	182
Железо	185
Марганец	188
Титан	191
Накопление и концентрация фосфора в осадках	195
Некоторые закономерности накопления микроэлементов	198
<i>Глава VI. Осадкообразование на отдельных этапах позднечетвертичного времени</i>	202
Среднеюрмский этап	202
Позднеюрмский этап	205
Голоцен	209
<i>Глава VII. Особенности позднечетвертичного осадкообразования и некоторые вопросы литогенеза</i>	214
Особенности карбонатообразования	214
Особенности накопления и концентрации органического вещества в осадках	216
Накопление Fe, Mn, Ti, P и микроэлементов. (V, Cr, Co, Cu, Ni, U)	219
Скорости осадконакопления	220
Средиземноморские осадки как аналоги древних пясчих мелов	220
Плейстоценовые отложения Средиземного моря как аналоги флишевых и флишoidных толщ	223
Литература	224

4 р. 10 к.

3689

Вс. Делу
А

