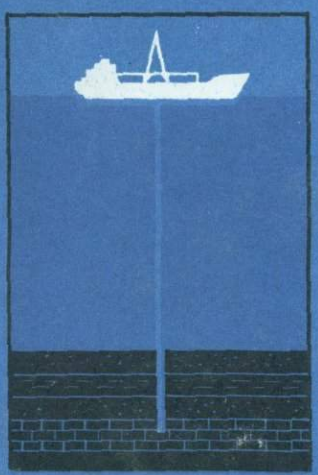
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ЧЕРНОГО МОРЯ

по результатам глубоководного бурения



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ОКЕАНОЛОГИИ ИМ. П.П. ШИРШОВА

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ЧЕРНОГО МОРЯ

по результатам глубоководного бурения

3434

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1980

Институт геологических наук АН Армянской ССР
Библиотека

УДК 550.551

Геологическая история Черного моря по результатам глубоководного бурения. М.: Наука, 1980. 212 с.

В монографии приведены результаты глубоководного бурения в Черном море, выполненного в 1975 г. с судна "Гломар Челленджер" по Международной программе. На основе детального анализа кернов бурения, который был проведен в институтах АН СССР, МГУ и других организациях, дано описание литологии, биостратиграфии и геохимии миоцен-голоценовых отложений, сопоставлены материалы бурения с геофизическими данными. Рассмотрена история геологического развития Черноморской впадины.

Монография представляет интерес для специалистов в области морской геологии и геофизики, а также для студентов вузов.

Фототабл. 10, табл. 21, ил. 70. Библиогр.: с. 203–211 (312 назв.)

Ответственный редактор
Ю.П. НЕПРОЧНОВ

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ЧЕРНОГО МОРЯ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ГЛУБОКОВОДНОГО БУРЕНИЯ

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

Редактор издательства *В.Я. Енюкова.* Художник *А.А. Камаев*
Художественный редактор *И.Ю. Нестерова.* Технические редакторы *Н.А. Посканная, Н.М. Бурова*

ИБ № 17122

Подписано к печати 29.07.80. Т-08594. Формат 70×108 1/16. Бумага офсетная № 1. Печать офсетная
Усл.печ.л. 18,6+2,1 вкл. Уч.-изд.л. 23,0. Тираж 950 экз. Тип. зак. 1367. Цена 3 р. 70 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

Г $\frac{20801-342}{055\,(02)-80}$ 191-80, кн. 2.1904040000

© Издательство "Наука", 1980 г.

ВВЕДЕНИЕ

С 21 мая по 11 июня 1975 г. в Черном море проводилась необычная экспедиция: огромное океанское буровое судно (БС) США "Гломар Челленджер" впервые осуществляло глубоководное бурение в уникальной по своему геологическому строению впадине.

Черное море уже давно привлекает пристальное внимание геологов и геофизиков: по результатам многочисленных экспедиционных исследований написаны сотни научных работ о геологическом строении и особенностях геофизических полей этого района, в том числе несколько крупных монографий [Гончаров и др., 1972; Земная..., 1975]. Особенно большой вклад в изучение геологии и геофизики Черного моря внесли советские ученые, которые детально исследовали рельеф дна, глубинное строение земной коры, особенности магнитного и гравитационного полей, сейсмичность, тепловой поток и донные осадки.

Окруженная почти со всех сторон высокими горами, котловина Черного моря имеет удивительно ровное дно, опущенное на глубины 2000—2200 м ниже уровня моря, и довольно крутые склоны. Глубинное сейсмическое зондирование, выполненное Институтом океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР (ИО АН СССР) и другими организациями, показало, что земная кора под этой впадиной во многом сходна с океанической: в центральных районах Черного моря, как и в океанических котловинах, отсутствует типичный для континентов гранитный слой. Но в отличие от океанов в Черноморской впадине обнаружен очень толстый слой осадков — до 10—15 км. Изучить строение и состав осадочной толщи Черного моря — значит решить первостепенную задачу, так как в осадках запечатлены все этапы геологической истории этого района.

Геофизическими исследованиями удалось расчленить осадки Черного моря на несколько слоев с разными физическими параметрами, которые, по-видимому, связаны с изменением условий осадконакопления, литологического состава осадков и пород. На основе этих данных, а также геологических материалов по окружающей суше были высказаны предположения о возрасте, истории развития и механизме образования Черноморской впадины, о природе основных слоев осадочной толщи и земной коры. Идут научные дискуссии о том, является ли Черноморская впадина реликтом древнего океана Тетис, либо она возникла на месте континентальной коры, преобразованной какими-то процессами или раздвинутой, как это предполагается, например, для Атлантического океана.

Для окончательного решения всех этих вопросов недостаточно фактических данных, поскольку непосредственному геологическому изучению были доступны лишь верхние 10—15 м осадков, куда проникали грунтовые трубки. Поэтому ученые многих стран, включая и Советский Союз, осуществляющие Проект глубоководного бурения в океане (ДСДП) на судне "Гломар Челленджер", внесли предложение о глубоководном бурении в Черном море. Научная программа бурения готовилась и обсуждалась два года и была одобрена комиссиями и руководством ДСДП. Предполагалось бурение в двух-четырех точках глубоководной впадины Черного моря в течение трех недель во второй половине 42-го рейса БС "Гломар Челленджер" (первая половина 42-го рейса проходила в Средиземном море). Основой для выбора точек бурения послужили геофизические материалы многих советских экспедиций, а также геологические и геофизические данные американской экспедиции на судне "Атлантис-II" (1969 г.) и французской экспедиции 1973 г. В черноморском рейсе БС "Гломар Челленджер" предполагалось получить данные о литологии, биостратиграфии и геохимии неоген-четвертичных отложений, об изменениях климата и гидрологического режима моря.

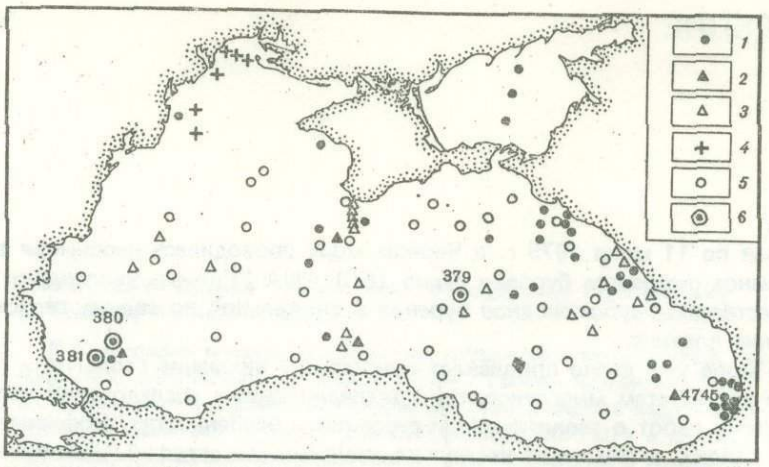


Рис. 1. **Расположение станций и скважин**

1 — НИС "Академик Вавилов" (1956—1958 гг.); *2* — НИС "Витязь" (1960 г.); *3* — НИС "Михаил Ломоносов" (1964 г.); *4* — НИС "Академик Зернов" (1955 г.); *5* — НИС "Атлантис-II" (1969 г.); *6* — БС "Гломар Челленджер" (1975 г.)

В экспедиции участвовали 13 ученых разных специальностей (седиментологи, геохимики, геофизики, палеонтологи) из США, СССР, Швейцарии, ФРГ и Турции, большинство из которых до этого много лет посвятили исследованиям геологии Черного моря. Научными руководителями рейса были Д. Росс (Вудс-Хольский океанографический институт США) и Ю.П. Непрочнов (ИО АН СССР). Вторым советским участником экспедиции был литолог Э.С. Тримонис, сотрудник Атлантического отделения ИО АН СССР.

Были пробурены скважины в трех точках глубоководной впадины (379, 380 и 381, рис. 1) с максимальным проникновением в осадки соответственно на 624,5; 1073,5 и 503,5 м. Керн отбирали непрерывно.

Несмотря на сжатые сроки экспедиции, на борту судна был выполнен большой объем первичной обработки кернов: визуальное и микроскопическое описание, химический анализ поровых вод и газов, исследование микрофауны и микрофлоры, изучение физических свойств (плотность, влажность, теплопроводность, скорость распространения упругих волн). В процессе бурения регулярно через 50—100 м по разрезу выполнялись измерения температуры (Т) в забое скважины. По всему маршруту судна проводились попутные геофизические работы — эхолотирование, магнитометрия и непрерывное сейсмическое профилирование (НСП).

Отобранные в рейсе образцы осадков и пород были переданы для лабораторных исследований в научно-исследовательские институты СССР, США, ФРГ и ряда других стран. Наибольший объем береговых лабораторных анализов выполнен советскими учеными (Институт океанологии АН СССР, его Атлантическое и Южное отделения, Геологический институт АН СССР, Палеонтологический институт АН СССР, геологический факультет МГУ, НИЛЗарубежгеология и др.). Детальное описание результатов исследований было подготовлено в виде разделов Первичного отчета рейса 42Б БС "Гломар Челленджер", которые опубликованы в США вместе с результатами исследований зарубежных ученых [Ross, Neprochnov et el., 1978a].

Настоящая монография включает в основном результаты работ советских ученых. Представленные материалы охватывают почти все главные аспекты исследований материалов бурения. Там, где это было необходимо, использовались данные зарубежных коллег с соответствующими ссылками. В отличие от Первичного отчета в монографии опущены многие детали анализов (таблицы, подробное описание материалов и т.п.), а главное внимание уделено основным научным результатам бурения в Черном море и их сопоставлению с данными по окружающим районам. Многие разделы включают новые данные, полученные при более глубоком изучении материалов после сдачи в печать Первичного отчета по рейсу.

ЛИТОЛОГИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ И СОСТАВ ОСАДКОВ В СКВ. 379, 380 И 381

В мае—июне 1975 г. в 42Б рейсе БС "Гломар Челленджер" глубоководные скважины были пробурены в трех местах Черного моря. Здесь приводится только краткая литологическая характеристика кернов, выполненная на основе судовых описаний и с некоторыми дополнениями и изменениями по результатам лабораторных анализов. Подробное описание всего материала содержится в Первичном отчете по этому рейсу [Ross, Neprochnov et al., 1978b].

Скв. 379А. В восточной части современной глубоководной равнины (см. рис. 1) на глубине 2171 м (координаты 43°00′29″ с.ш. и 36°00′68″ в.д.) были пробурены три скважины — 379, 379А и 379В. Скважиной 379 во время испытательных операций бурения было пройдено всего 7 м от поверхности дна и поднято 4 м донных отложений. Для получения наиболее полного стратиграфического разреза плейстоценовых отложений в этой части моря основной явилась скв. 379А. Бурение сопровождалось непрерывным отбором керна и достигло глубины 624,5 м от поверхности дна. Получено 68 колонок керна, общая длина которого равна 379,1 м (61% от всей длины скважины). Скважина 379В пробурена с целью дополнительных геохимических исследований верхних слоев осадочной толщи. Этой скважиной было пройдено 159 м от поверхности дна с отбором керна только на определенных горизонтах. Всего получено девять колонок, общая длина керна в которых составляет 29,2 м (бурение с отбором керна велось на протяжении 80,5 м, выход керна равен 36%).

Донные отложения во всех колонках содержали заметные количества газов, главным образом метана и CO_2, что явилось причиной дополнительных нарушений керна (образование пустот, разрывов и трещин в результате расширения газов) при подъеме колонок на борт судна.

В отложениях, пробуренных скв. 379А, выделено девять пачек (рис. 2, табл. 1). Отложения верхних двух пачек во время бурения не получены. Пачка 1 — это резкомикрослоистые кокколитовые илы, сложенные микропрослойками карбонатного, глинистого материала и органического вещества (ОВ). Основную часть осадка составляет карбонатный материал, почти нацело представленный скелетами Emiliania huxleyi. Эти отложения ранее были встречены на многих станциях в глубоководной части современной равнины Черного моря. Наличие включений кокколитового ила в самой верхней части скважины было принято как доказательство его присутствия на поверхности дна и допущено, что в разрезе скважины пачки 1 он составляет слой до 30 см.

Из материалов, предшествовавших бурению экспедицией, известно, что микрослоистый кокколитовый ил обычно подстилается сапропелевыми отложениями, содержащими до 40—50% ОВ и имеющими влажность около 90%. Для этих отложений характерно присутствие микропрослоев кокколитового ила и аутигенного арагонита. Основной нанофлорой в них является Braarudosphaera bigelowi. Предполагается, что слой сапропеля (пачка 2) небольшой толщины (до 40 см) должен быть у поверхности дна, хотя его и не удалось получить в данной скважине.

Пачка 3, фактически представляющая верхи скважины, сложена темными зеленовато-серыми терригенными алевритово-пелитовыми и пелитовыми илами. Основную часть осадка составляют глинистые и обломочные (кварц, полевые шпа-

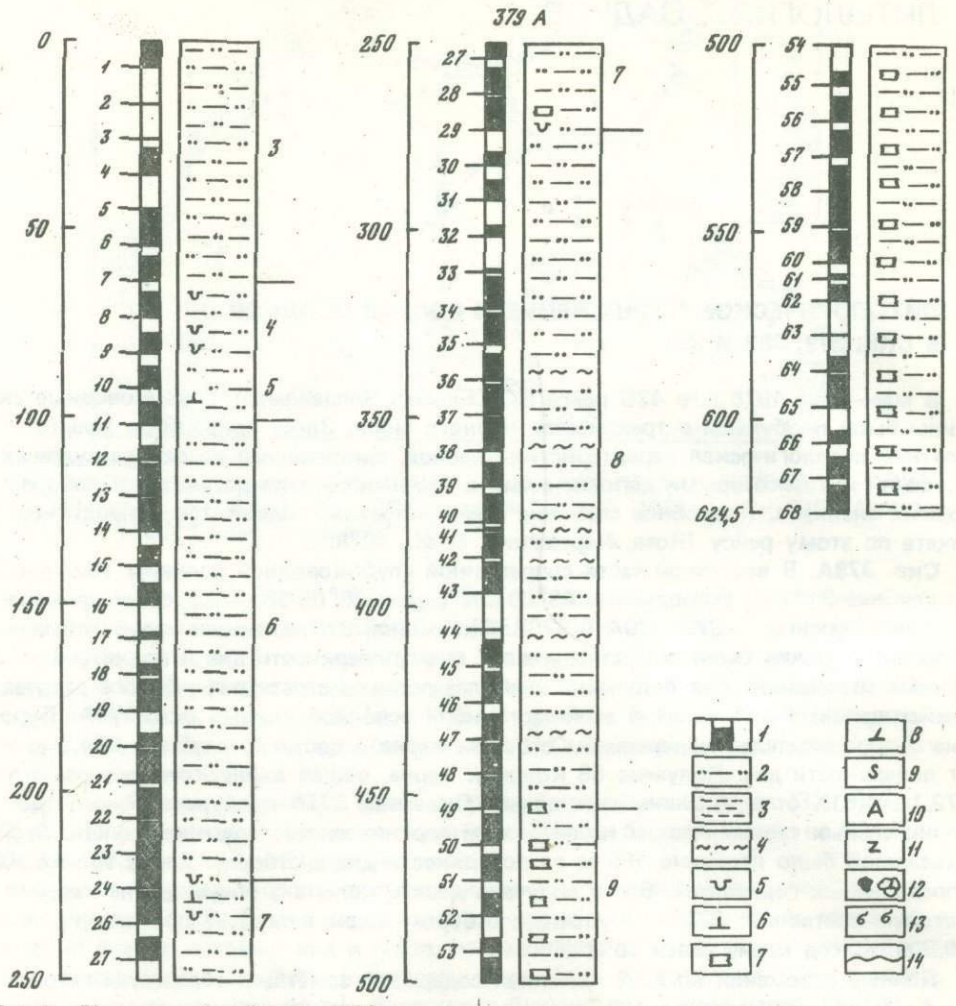


Рис. 2. **Разрез отложений в скв. 379А**

1 — колонка (черное — фактический выход керна) и ее номер; *2* — терригенные илы; *3* — глины (слоистые); *4* — турбидиты (пески, алевриты); *5* — диатомеи; *6* — кокколитовые илы; *7* — кальцитовые осадки; *8* — доломит; *9* — сидерит; *10* — арагонит; *11* — цеолиты; *12* — обломки пород; *13* — раковинный детрит; *14* — перерывы; левая шкала — глубина от поверхности дна, м; цифры справа — номера пачек, субпачек и подпачек

ты и др.) минералы с примесью кластических карбонатов (кальцит, иногда небольшое количество доломита). Среднее содержание карбонатного материала около 15%. Несмотря на заметные нарушения текстур в процессе бурения, особенно в верхней половине пачки, удалось проследить чередование прослоев серых алевритово-пелитовых и зеленовато-темно-серых пелитовых илов. Алевритовые и песчано-алевритовые прослои, как правило, здесь являются турбидитовыми. Осадки содержат переотложенные кокколиты мелового и третичного возраста.

Пачка 4 по составу весьма близка отложениям пачки 3 и отличается главным образом только благодаря присутствию в осадках диатомей и нанофлоры. Кроме того, здесь больше органического углерода ($C_{орг}$), а меньше карбонатного материала. *Исключение составляют лишь тонкие прослойки кокколитового ила в колонке 11* (секции 4 и 5), которые практически полностью сложены скелетами Emiliania huxleyi. Аналогичная пачка была также обнаружена в скв. 379В на той же глубине от поверхности дна. В обеих скважинах эти пачки хорошо коррелируют между собой.

Таблица 1

Литологические пачки скв. 379А

Пачка	Литология	Мощность, м	Интервал глубины от поверхности дна, м	Колонка
1	Кокколитовый ил	0,3	–	1474 РС*
2	Сапропель	0,4	–	1474 РС*
3	Терригенный ил	64	0–64	1–7
4	Терригенный ил, обогащенный диатомеями и кокколитами	35	64–99	8–11
5	Сапропель	0,1	99–99,1	11
6	Терригенный ил	122,9	99,1–222	11–24
7	Терригенный ил, обогащенный диатомеями и кокколитами	51	222–273	24–29
8	Терригенный ил	180,5	273–453,5	30–49
9	Ил, обогащенный кальцитом	171	453,5–624,5	50–68

*Колонки 49 рейса НИС "Атлантис-II" [Ross, Degens, 1974].

Пачка 5 представлена плотным слоем черного сапропелевого ила. Для него характерны микропрослойки аутигенного арагонита и нанофлора Braarudosphaera bigelowi, как и в пачке 2.

Пачка 6 сложена темным зеленовато-серым илом. По составу основных компонентов (глинистые минералы, кварц, полевые шпаты, обломочные карбонаты) она весьма сходна с пачкой 3. В колонках 19–24 часто встречаются турбидитовые отложения, содержащие алевритовые и песчано-алевритовые прослои.

Присутствие кокколитов и диатомей является одним из главных признаков выделения пачки 7. Помимо арагонита, в ней был обнаружен аутигенный кальцит. В нескольких местах встречены прослои массивных светло-серых аутигенных карбонатов (микрит) толщиной до 10 см. Содержание $CaCO_3$ здесь достигает 74%. Интервалы, обогащенные диатомеями, имеют оливково-коричневый цвет. В них много алевритовых и песчано-алевритовых прослоев, отложенных турбидитами.

Пачка 8 состоит из темного зеленовато-серого ила, похожего на ил в пачках 3 и 6. Здесь многочисленны отложения турбидитов, мощность градационных ритмов которых 7–10 см. Песчано-алевритовые и песчаные прослои в основании таких ритмов составляют 0,2–3 см. В некоторых песчано-алевритовых прослоях наблюдаются признаки косой слоистости и ряби. В них повышено количество обломков карбонатных пород, а гранулометрический состав и набор тяжелых минералов дают основание полагать, что они имеют эоловое происхождение.

Пачка 9 представлена отложениями, накопление которых происходило циклически. В основании ритмов залегает микрослой пирита толщиной 1–2 мм, затем следует темная глина, постепенно переходящая в серую. Содержание $CaCO_3$ в ней не превышает 10%. В серой глине отмечаются следы роющих организмов, заполненные карбонатным илом. Ритмы завершаются слегка желтоватым светло-серым микрозернистым карбонатным илом, содержание $CaCO_3$ в котором достигает 63%. Границы между микрослоями кальцита и пирита, а также глины и пирита всегда четко выражены. В глине встречаются кристаллы кальцита, а в кальцитовых прослоях часто имеются микроконкреции пирита диаметром 1–2 мм. Толщина ритмов составляет от 3 до 6 см, чаще всего 4 см. В этой пачке также встречаются тонкие (до 2 см) прослои песчано-крупноалевритового материала.

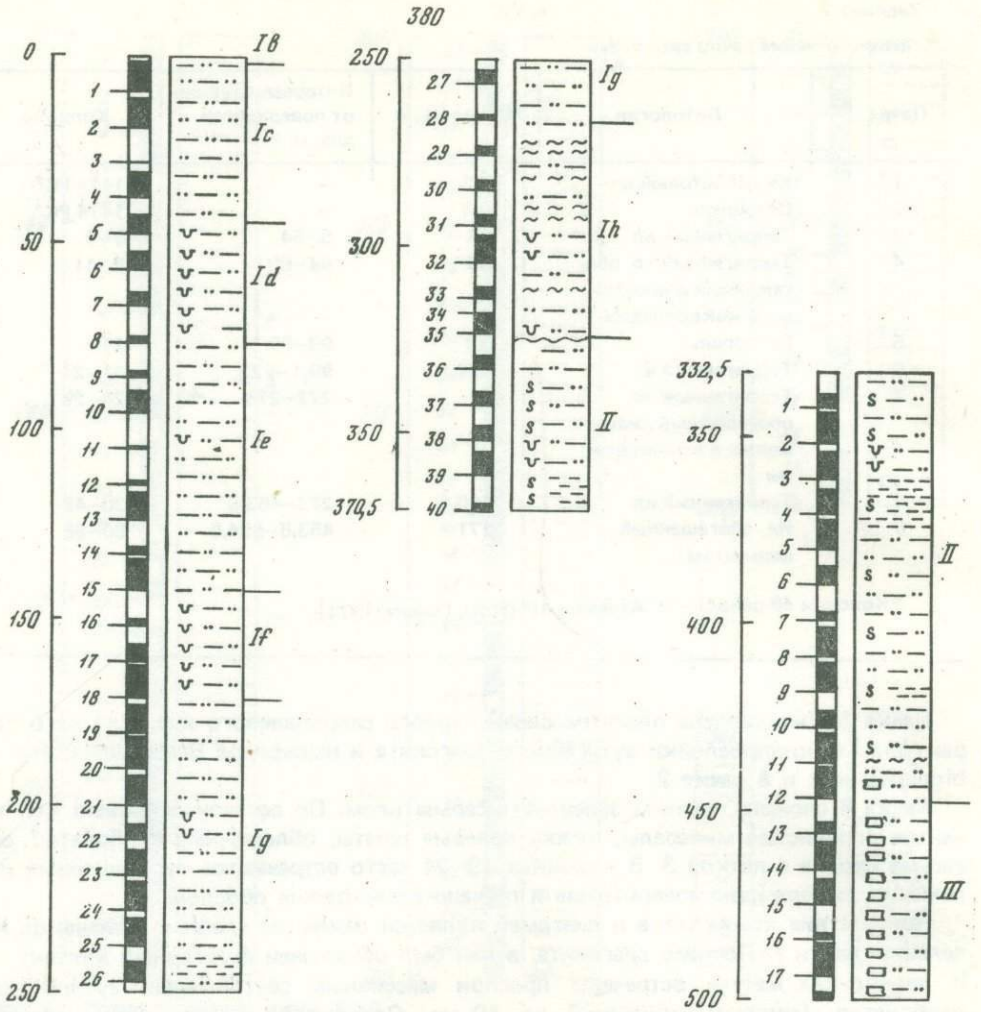
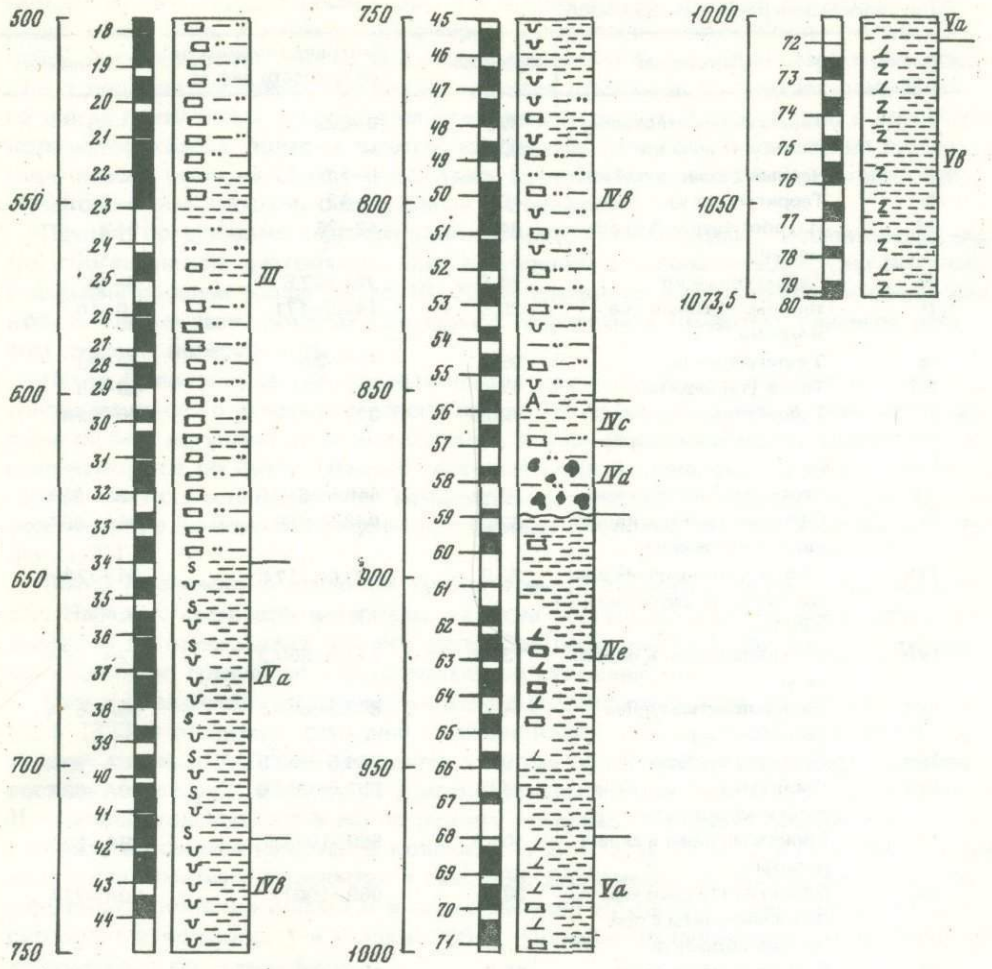


Рис. 3. **Разрез отложений в скв. 380/380А**
Условные обозначения см. на рис. 2

Отложения скв. 379А — плейстоценового возраста. По данным спор и пыльцы выделяются три этапа с холодными и сухими условиями осадконакопления и два этапа с относительно теплой и влажной обстановкой. В скв. 379, 379А, 379В проведено 12 измерений температуры, выявлена близкая к линейной зависимость увеличения температуры с глубиной — от 3,2 до 4,0° на 100 м.

Скв. 380/380А. Скважины 380 и 380А пробурены в юго-западной части Черного моря у подножия континентального склона (см. рис. 1) на глубине 2115 м (координаты скв. 380 — 42°05′98″ с.ш. и 29°36′90″ в.д., скв. 380В — 42°05′94″ с.ш. и 29°36′82″ в.д.). Скважина 380 достигла 370,5 м от поверхности дна. Отбор керна был непрерывным, всего получено 40 колонок. Общая длина керна равна 169,6 м, что составляет 45,8% его выхода. Скважина 380А достигла глубины 1073,5 м от поверхности дна. Верхние 332,5 м были пройдены без отбора керна, а далее бурение шло с непрерывным отбором, за исключением двух 4-метровых интервалов на глубинах 589 и 631 м и 1,5-метрового на глубине 901 м. Общая глубина бурения с непрерывным отбором керна равна 731,5 м, а получено 421,5 (всего 80 колонок), т.е. выход керна равен 57%. Таким образом, вместе двумя скважинами (380 и 380А) был получен непрерывный разрез отложений от поверхности дна до глубины 1073,5 м.



Отложения, вскрытые скважиной, подразделены на пачки, которые в свою очередь объединяются в пять субпачек (рис. 3, табл. 2).

Субпачка I в основном представлена серыми терригенными алевритово-пелитовыми и пелитовыми илами. В виде отдельных прослоев встречаются крупные алевриты, значительно реже — пески. В составе отложений доминируют терригенные компоненты — кварц, полевые шпаты, глинистые минералы, обломочные карбонаты и др. Основную часть осадка в целом составляют глинистые минералы (20—75%); кварц, полевые шпаты содержатся в количестве 5—60%. Их значительно больше в песчано-алевритовых прослоях, которые, видимо, имеют турбидитовое происхождение. Содержание детрита карбонатных минералов меняется от следов до 20%.

Терригенные илы местами обогащены диатомеями и в таких случаях отличаются по оливковому оттенку серого цвета. Когда повышено содержание пирита (больше 5%), илы темно-зеленовато-серые, а в случае обогащения органическим веществом (более 10%) они черные. Песчано-алевритовые прослои выделяются по более светлым тонам серого цвета.

Субпачка I объединяет 8 пачек (см. табл. 2). Было допущено, что самая верхняя пачка Ia представлена кокколитовым илом, который во время бурения не был получен по тем же причинам, что и в скв. 379A.

Таблица 2

Литологические пачки скв. 380/380А

Пачка	Литология	Мощность, м	Интервал глубины от поверхности дна, м	Колонка
I	Терригенные отложения	323	0–323	1–35
Ia	Кокколитовый ил	0,3*	–	–
Ib	Черный терригенный ил	2	0–2,0	1
Ic	Терригенный ил	40	2–42	1–5
Id	Ил, обогащенный диатомеями	34	42–76	5–8
Ie	Терригенный ил	66,5	76–142,5	9–15
If	Ил, обогащенный диатомеями	28,5	142,5–171	16–18
Ig	Терригенный ил	95	171–266	19–28
Ih	То же (турбидиты)	57	266–323	29–35
II	Терригенные илы и глины с прослоями карбонатов	123,5	323–446,5	36–12А
III	Карбонатные отложения	197,1	446,5–643,6	13А–34А
IV	Слоистые глины и карбонатные отложения	325,5	643,6–969	34А–68А
IVa	Глины, обогащенные диатомеями с сидеритовыми слоями	73,9	643,6–717,5	34–42А
IVb	Слоистые глины и карбонаты	132,8	717,5–850,3	42А–56А
IVc	Тонкослоистые глины (алевролиты)	14,2	850,3–864,5	56А–57А
IVd	Брекчия, турбидиты	19,0	864,5–883,5	58А–59А
IVe	Слоистые глины, карбонаты и алевролиты	85,5	883,5–969,0	60А–68А
V	Слоистые глины и алевролиты	104,5	969–1073,5	69А–80А
Va	Слоистые глины и черные алевролиты с прослоями доломита	38	969–1007	69А–72А
Vb	Черные и цеолитовые алевролиты	66,5	1007–1073,5	73А–80А

* Колонка 49 рейса НИС "Атлантис-II" [Ross, Degens, 1974].

Пачка Ib – это верхняя часть первой колонки. Черный ил в этом интервале был сильно нарушен в процессе бурения. Он обогащен диатомеями и органическим веществом.

Пачка Ic представлена терригенными алевритово-пелитовыми и пелитовыми илами зеленовато-серого цвета. В процессе бурения мягкие отложения этой пачки были сильно нарушены, и трудно определить, какое положение в разрезе занимают встреченные здесь темные зеленовато-серые алевриты и черные сапропелевидные илы.

Пачка Id сложена оливково-серыми терригенными илами, обогащенными диатомеями (10–25%). Помимо основных терригенных компонентов, отложения пачки местами обогащены пиритом (до 10%). В колонке 7 обнаружены многочисленные тонкие желтовато-серые прослои диатомово-карбонатных илов, содержащих, %: 60 – карбонатного материала, 25 – диатомей и только 15 – терригенных компонентов. Карбонатный материал в алевритовой фракции представлен детритом кокколитов Braarudosphaera.

Пачка Ie состоит из терригенных отложений, в которых гранулометрический состав и цвет циклически меняются. Типичным циклом, например, является трех-

сантиметровый интервал в колонке 9 (секция 1/84 – 87 см). В нижней части он состоит из светло-коричневой глины (пелитового ила), которая постепенно переходит в серый ил, а затем в темно-серый алевритово-пелитовый ил. Изменение цвета свидетельствует, что во время формирования более крупнозернистых осадков в водоеме постепенно возникали условия стагнации. В пределах отмеченного цикла снизу вверх уменьшается содержание глинистых минералов, а возрастает количество кварца, полевых шпатов, карбонатов. Ниже 95 м отложения светло-коричневого цвета не обнаружены. Здесь на некоторых интервалах встречаются оливково-серые прослои, обогащенные диатомеями.

Пачка If представлена терригенными алевритово-пелитовыми и пелитовыми илами, обогащенными диатомеями. Илы в основном зеленовато-серые. Они вмещают отдельные прослои толщиной до 10–20 см алевритов и песчано-алевритовых осадков, основную часть которых составляют терригенные минералы, главным образом кварц и полевые шпаты.

Пачка Ig состоит из терригенных алевритово-пелитовых и пелитовых илов в основном темного зеленовато-серого цвета. Текстура отложений в этом интервале была сильно нарушена во время бурения, и илы фактически представляют смесь различающихся по цвету (темный зеленовато-серый, оливково-серый и зеленовато-серый) слоев. Состав меняется незначительно, за исключением отдельных интервалов, которые заметно обогащены диатомеями (колонка 22) или карбонатами (колонка 25).

Пачка Ih сложена в основном турбидитовыми отложениями различной мощности. Наряду с ними есть интервалы, где илы обогащены диатомеями и легко выделяются по оливковому оттенку цвета. Эта пачка наиболее богата турбидитовыми слоями по сравнению с вышележащими отложениями.

Пачка II включает весьма различные по составу отложения. Самая верхняя ее часть (323 м от поверхности дна) сложена илами, обогащенными арагонитом, а нижняя граница (446,5 м) находится там, где обнаружено постепенное изменение состава хемогенных отложений. Доминирующим хемогенным минералом в пачке II является доломит, ниже же по разрезу преобладает кальцит (пачка III). Доломитовые отложения имеются в колонках 1, 2, 4, 6, 8, 11 и 12 в скв. 380А, а также в эквивалентных горизонтах в скв. 380. Диатомовые и сапропелевые илы обнаружены в колонке 380А/3 и в эквивалентной ей 380/39. Слоистые глины присутствуют в колонках 1 и 4 (скв. 380А). Прослои песчано-алевритовых осадков наблюдаются по всему разрезу.

В целом в пачке II преобладают зеленовато-серые терригенные илы, по главным признакам сходные с вышележащими отложениями. В терригенных илах часто встречаются прослои светло-оливково-серых доломитовых отложений. Их толщина – несколько сантиметров. Кристаллы доломита по размеру обычно соответствуют пелитовой фракции. Вместе с глинистыми минералами доломит составляет в среднем от 85 до 95% осадка, и только несколько процентов приходится на долю других терригенных минералов, а также пирита.

Диатомовые илы, по данным микроскопического описания мазков, состоят на 70% из диатомей, на 20 из глинистых и только на 10% из других минералов.

Другим важным компонентом являются слоистые глины, которые напоминают типичные гляциальные (ленточные глины) варвы. Климатическая кривая, построенная по данным пыльцы, свидетельствует, что слоистые глины образовались в периоды быстрых осцилляций климата. Каждая из варв состоит из пары слоев, один из которых представлен светло-коричневой алевритистой глиной, постепенно переходящей во второй слой – в светло-оливково-серую глину. Толщина таких пар 1–2 мм. Если образование этой слоистости связано с годичными циклами, то скорость седиментации должна быть около $1–2 \cdot 10^{-3}$ м/год.

Слоистые глины чередуются с прослоями серых мергелистых отложений, толщина которых чаще всего 1–2 см. В колонке 380А/1 обнаружены два слоя ила, состоящего из переотложенных маастрихтских кокколитов. Преобладающий светло-коричневый цвет осадков в колонке 380А/4 свидетельствует о значительно меньшей анаэробности глубинных горизонтов Черного моря по сравнению с настоящи-

ми условиями. Светло-коричневые глины также имеются и в нижележащей колонке, однако здесь хорошо заметны следы роющих организмов.

Песчано-алевритовые отложения встречаются в виде тонких прослоев за исключением одного в колонке 7 (секция 2, интервал 92–128 см). В колонках 9, 10, 12 имеются тонкие слои, состоящие в основном из кальцита алевритовой размерности. Интервал 408,5–447,5 м в фациальном отношении является переходным к отложениям пачки III. Здесь многочисленны фрагменты моллюсков, которые обитали на дне либо были принесены со склона.

Верхняя граница пачки III проведена по кровле чистого кальцитового ила, обнаруженного в колонке 13 (секция 1, интервал 90–95 см). В литологическом составе пачки основную роль играют терригенные мергелистые и карбонатные илы. Наблюдаются циклически накапливавшиеся отложения, сходные с теми, которые были описаны в колонке 58 (секция 4) в скв. 379А. В их основании обычно залегает серый терригенный либо известковый (мергелистый) ил, который выше переходит в зону с хондритовой текстурой. Циклы заканчиваются светло-серым карбонатным алевритом, на 80–100% состоящим из кальцитовых зерен. Мощность циклов 2–8 см, чаще 4–5 см. Такая цикличность, видимо, связана с климатическими изменениями, а не с сезонами одного года. Годичные циклы, скорее, те, которые состоят из миллиметровых микрослоев. Они были обнаружены в некоторых колонках. Скорость седиментации в таких интервалах достигает около 1 м/тыс лет и приблизительно одинакова со скоростью накопления терригенных слоистых глин пачки II.

Верхние 40 м циклических карбонатных отложений имеют горизонтальную слоистость, остальная же часть представлена материалом одного или нескольких оползней.

Ниже 540 м (колонки 23А–34А) слоистые карбонатные илы похожи на варвы, в которых чередуются светло-оливково-серые карбонатные отложения (75–80% $CaCO_3$) с зеленовато-серыми глинами либо мергелистыми осадками (5–60% $CaCO_3$) обогащенными ОВ. Они, по всей вероятности, образовались в анаэробной обстановке, поскольку между карбонатными и обогащенными глинами слоями нет хондритовой переходной зоны. Во многих просмотренных образцах этой пачки встречены остракоды, а чаще всего их фрагменты. Ниже 532 м почти постоянно присутствуют динофлягелляты "bag 51" (колонки 13–21).

Субпачка IV объединяет пять пачек разного литологического состава. Ее верхняя граница проведена по появлению слоя сидерита на глубине 644,6 м (колонка 34, секция 5, интервал 110 см). Основание субпачки находится в переходных карбонатно-глинистых осадках, где черные слоистые глины становятся преобладающими в разрезе. В осадках субпачки много диатомей, количество которых на разных интервалах разреза меняется от 5 до 60%.

Пачка IVa представлена глинами, обогащенными диатомеями. Слои сидерита как маркирующие горизонты обозначают и верхнюю, и нижнюю границы пачки. Глины тонкослоистые и отчасти могут быть причислены к варвам, толщина которых около 1 мм. Цвет осадков оливково-серый с различными оттенками, меняющимися в зависимости от количества пирита и диатомей. Содержание диатомей, по данным микроскопических определений, составляет 15–60%. В верхней части пачки имеются два слоя светло-оливково-серых мергелистых отложений. Они заключены в оливково-серую, обогащенную органикой глину (колонки 35, 36) и по составу близки отложениям пачки III. Здесь также обнаружены обогащенные пиритом глины, в которых диатомеи отсутствуют. В колонках 37/5 и 41/3 были обнаружены два слоя туфа. Характерный для этой пачки сидерит в большинстве колонок присутствует в виде светло-оливковых прослоев или в виде конкреций.

Пачка IVb в основном состоит из диатомовых глин, в значительной части слоистых, а сидерит здесь отсутствует. Слоистые карбонаты и мергелистые отложения значительно распространены в нижней части пачки. Здесь содержание $CaCO_3$ меняется от 25 до 70%. Основная часть карбонатов представлена кальцитом. Диатомеи, как и в пачке IVa, распространены весьма широко и местами составляют до 45%.

Пачка IVc представлена черными тонкослоистыми глинами. Отложения почти бескарбонатны, здесь встречаются Braarudosphaera и игольчатые кристаллы арагонита.

Пачка IVd сложена грубообломочным материалом. Доминируют здесь гравийно-галечные отложения, брекчии и турбидиты. Часть отложений в разной степени сцементирована карбонатным материалом, в том числе и сидеритовым цементом. На глубине 874 м обнаружены твердые карбонатные породы (мергели), слои которых имеют толщину в несколько сантиметров. Нижняя часть пачки состоит из крупных обломков, которые являются либо частью брекчии, либо образовались в процессе бурения из слоев твердых пород.

Пачка IVe состоит из трех различных по составу типов отложений. Первый тип — *это слоистые мергели или черные алевролиты. Слоистость имеет циклический характер* (типа варв). Основную роль здесь играют глинистые минералы, в небольшом количестве присутствуют кварц, полевые шпаты и другие минералы. Слои темно-зеленовато-серого цвета содержат несколько процентов пирита и иногда обогащены обломочными карбонатами. Более темные слои имеют оливково-черный цвет, а пирит в них составляет до 10%.

Второй тип — слоистые карбонаты. Аналогичные этим отложения уже встречались в пачках IVb и III. Содержание карбонатов меняется в пределах 50—100%, в светлых прослоях они представлены арагонитом. Зеленовато-серые, относительно более темноцветные прослои богаче глинистым материалом. Было подсчитано, что в колонке 380/63 в интервале 7,2 см содержится 81 пара слоистых карбонатов. Если эти пары соответствуют годичным циклам, то в таком случае скорость седиментации должна быть 0,9 м/тыс. лет. Черные алевролиты (первый тип) имеют более тонкую слоистость, и, видимо, их формирование происходило медленнее.

К третьему типу отнесены темно-зеленовато-серые мергели со следами роющих организмов.

Все три доминирующих типа отложений переслаиваются между собой в любой последовательности. Характерной чертой этой пачки являются слои светло-оливково-серого доломита толщиной в несколько сантиметров, спорадически встречающиеся на разных интервалах.

Субпачка V в основном сложена черными слоистыми глинами и алевролитами. В верхней ее части (пачка Va) слоистые глины по составу и текстурам сходны с отложениями пачки IVe. Доломит здесь представлен тонкими (несколько миллиметров) прослоями светло-оливково-серого цвета. В таких прослоях доломит, по данным микроскопического описания мазков, составляет около 95%.

Зеленовато-черные алевролиты в пачках Va и Vb состоят из глинистого материала, богатого ОВ, а также содержат до 20% кварца и полевых шпатов, 10% пирита, небольшое количество обломочных карбонатов и других минералов.

Цеолитовые алевролиты, распространенные в пачке Vb, характеризуются градационной либо диагональной слоистостью. Типичные градационные слои, например в колонке 73 (секция 1, интервал 124,5—127 см), составляют несколько сантиметров. Верхняя часть интервала здесь представлена темно-серой обогащенной пиритом глиной (80% глинистых минералов, более 10% пирита), которая внизу переходит в темно-серый алевритово-пелитовый ил (60% глинистых и около 30% терригенных обломочных минералов, в основном кварца и полевых шпатов).

Основание градационного слоя сложено алевролитом (85% в нем составляют кварц и полевые шпаты, 5% — пепел и цеолиты, 10% — тяжелые минералы). Присутствие вулканогенного материала свидетельствует об активности вулканов вблизи района седиментации. Черные алверолиты и ассоциирующие с ними отложения сформировались в морском соленом или солоновато-водном водоеме, что подтверждают *мелкие бентосные фораминиферы. По данным флористического анализа*, климат был теплым.

Время образования отложений скв. 380/380A охватывает период не менее чем с позднего миоцена. В четвертичных осадках по спорово-пыльцевому спектру выделено три холодных и сухих периода и четыре — теплых.

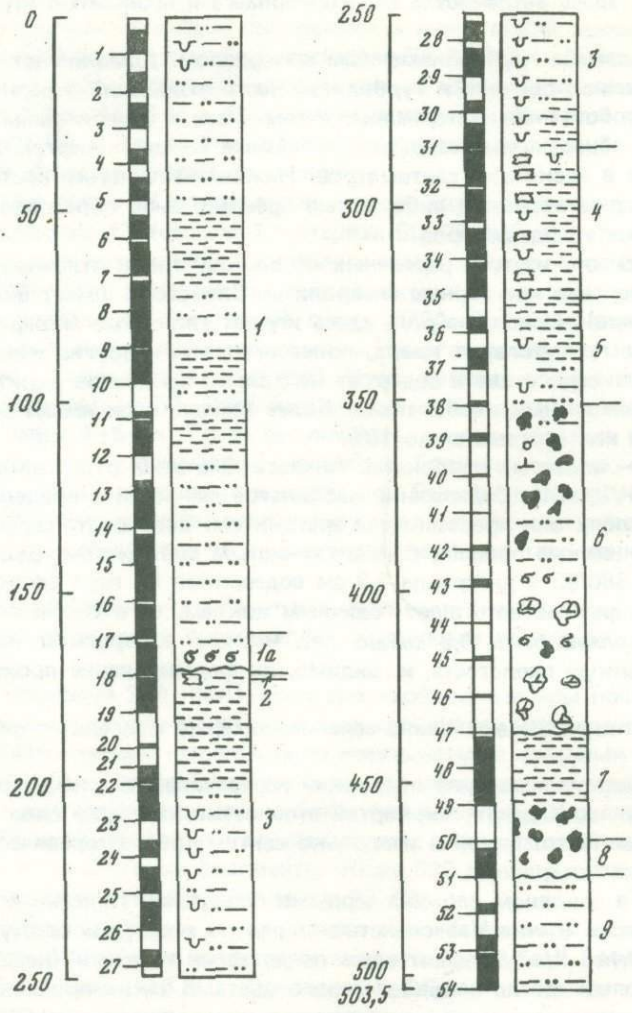


Рис. 4. **Разрез отложений в скв. 381**
Условные обозначения см. на рис. 2

Скв. 381. Скважина пробурена в нижней части континентального склона в юго-западной части Черного моря на глубине 1750,5 м (координаты – 41°40'25" с.ш. и 29°24'96" в.д., см. рис. 1). С непрерывным отбором керна было пройдено 503,5 м и получено 54 колонки. Общая длина керна в этой скважине равна 269,5 м, что составляет 53,5% всего его выхода.

Отложения скв. 381 разделены на девять пачек (рис. 4, табл. 3).

Палинологические и некоторые другие результаты показывают, что значительная часть терригенных отложений, которые были встречены в верхних частях скв. 379А и 380, здесь отсутствует. Не обнаружены также следы пачек 1 и 2, выделенных в других скважинах. Это легко объясняется местоположением скв. 381, расположенной на континентальном склоне, где оползание осадков является обычным явлением.

Пачка 1 представлена голубовато- и зеленовато-серыми терригенными илами. Терригенный ил состоит в основном из глинистых минералов, кварца, полевых шпатов и обломочных карбонатов. В верхней части пачки (приблизительно 30 м) встречены диатомеи. На некоторых интервалах обнаружены градационные слои, указывающие на турбидитовую деятельность. Примечательно, что турбидиты со-

Таблица 3

Литологические пачки скв. 381

Пачка	Литология	Мощность, м	Интервал глубины от поверхности дна, м	Колонка
1	Терригенный ил	171	0–171	1–18
1а	Алевриты и пески	9,5	161,5–171	18
2	Карбонатные отложения	2	171–173	19
3	Ил, обогащенный диатомеями и сапропелем	112	173–285	19–31
4	Карбонатные отложения, обогащенные диатомеями	38	285–323	32–35
5	Глины, обогащенные диатомеями	28,5	323–351,5	36–38
6	Брекчированные отложения, песок	85,5	351,5–437	39–47
7	Черные алевролиты	28	437–465	48–50
8	Брекчированные отложения	10	465–475	50–51
9	Алевролиты	28,5	475–503,5	52–54

стоят главным образом только из глинистого и алевритового материала. Разнообразны по составу карбонаты, причем доломит и некоторые обломочные карбонатные зерна встречаются не повсеместно, а только в определенных частях разреза. Это, видимо, связано с изменением поставки осадочного материала. Доломит и другие обломочные карбонаты поступали с юга (Турция), а глинистые минералы — большей частью с севера (р. Дунай). Встреченные в отложениях кокколиты являются переотложенными. В основании пачки 1 можно выделить подпачку 1а, сложенную алевритовым и песчаным материалом, содержащим детрит раковин. Здесь нет ясных следов слоистости, а состав отложений (вещественный и гранулометрический) не дает однозначного ответа на вопрос об их формировании. Это могло быть результатом обвала либо оползня, равно как и турбидитовой деятельности.

Пачка 2 представлена слоистыми карбонатными отложениями (микритом). Здесь чередуются тонкие слои темных зеленовато-серых глин, кальцита и пирита. Толщина цикла в среднем 2–5 см, но чаще всего 5 см. Отложения повсеместно имеют следы деятельности роющих организмов.

Пачка 3 представлена илом, обогащенным диатомеями и сапропелем, со специфическим запахом "протонефти". Очень характерным признаком отложений является чередование темно-зеленовато-серых, обогащенных ОВ диатомовых илов со светлыми оливково-серыми и серовато-желтыми карбонатными прослоями. Такая цикличность, вероятно, была обусловлена изменением среды седиментации от окислительной к восстановительной. Одновременно менялось также значение pH (Eh/pH отношения). В сапропелевидных отложениях этой пачки как обломочные, так и биогенные (переотложенные кокколиты) карбонаты отсутствуют. Скорее всего, в период формирования этих отложений карбонаты, за исключением сидерита и родохрозита, растворялись. Два слоя (толщиной 3 и 5 см) литифицированных карбонатов (манганосидерит?) обнаружены в колонках 26 и 27. Вероятно, прослои литифицированного сидерита, встреченные в скв. 380А (колонки 40 и 41), образовались в одно и то же время, как и вышеупомянутые слои.

Пачка 4 сложена карбонатными отложениями (микритом) светло-оливкового цвета со значительной примесью диатомей. Микрослоистость отложений обусловлена изменением концентраций кальцита, глинистых минералов и диатомей и является следствием смены сезонов. В 1 см осадка здесь насчитывается около 50 микропрослоев. Кроме микрослоистости, наблюдается полосчатость, выраженная изменением оттенков серого цвета (от голубоватого к зеленоватому) на интервале около 4 см. Здесь имеются следы роющих организмов.

Пачка 5 представлена глиной, обогащенной диатомеями и арагонитом. Арагонит, как правило, имеет игольчатой формы кристаллы и концентрируется в тонких слоях или же содержится в осадках в смеси с другими компонентами (диатомеями, обломочными карбонатами). В колонке 37 были обнаружены кокколиты Braarudosphaera, которые, видимо, в большом количестве находятся в определенных обособленных прослойках. В этой связи надо сказать, что и в предыдущих скважинах отмечалась ассоциация Braarudosphaera с игольчатыми зернами арагонита. Это обстоятельство наводит на мысль о том, что арагонит формировался при таких условиях, которые были оптимальными для развития Braarudosphaera, т.е. при пониженной солености морских вод (около 10‰). Пачка 5 вниз по разрезу резко сменяется отложениями пачки 6.

Пачка 6 состоит из песка и брекчированных отложений. Верхняя ее часть (около 70 м) представлена рыхлой смесью песка, гравия, раковин моллюсков и фрагментами литифицированных доломитов. Нижняя часть пачки — это консолидированная брекчия, похожая на аналогичные отложения в скв. 380А (колонка 57). Вероятно, эти интервалы синхронны. Литификация отложений была обусловлена вторичными процессами диагенеза (доломитизация, сидеритизация). Учитывая большую мощность всей пачки (85,5 м) и достаточно низкое ее положение в разрезе, следует предполагать, что значительный приток вод через пролив в Черное море произошел в период, когда водоем имел низкий уровень воды.

Пачка 7 состоит из черных тонкослоистых алевролитов, которые представляют собой циклическое переслаивание песчано-алевритовых отложений и темных глин, богатых ОВ. Градационная слоистость здесь не обнаружена. Песчано-алевритовые прослои имеют толщину 1–3 мм и сложены главным образом кварцем и полевыми шпатами. Обломочные карбонаты присутствуют в незначительном количестве.

Пачка 8 представлена брекчированными неконсолидированными отложениями. В основном это глина, в меньшей степени — светлые карбонатные отложения (микрит).

Пачка 9 состоит из тонкослоистого алевролита со значительным количеством кварца и полевых шпатов. Цвет меняется от темного зеленовато-серого до оливково-серого. Местами прослеживаются прослои сидерита и доломита толщиной до 2 см.

Наиболее древние отложения скв. 381, по данным спорово-пыльцевого анализа, были отнесены к верхнему миоцену, хотя не исключена возможность, что они могут быть и древнее.

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Гранулометрический анализ с выделением шести гранулометрических фракций (в мм: $> 0{,}1$ — песчаной, 0,1–0,05 — крупноалевритовой, 0,05–0,01 — мелкоалевритовой, 0,01–0,005 — крупнопелитовой, 0,005–0,001 — среднепелитовой и $< 0{,}001$ м — субколлоидной) и определением медианного диаметра (Md) и коэффициента сортировки отложений был выполнен для 318 образцов из скв. 379А, 380/380А и 381, пробуренных в 42Б рейсе БС "Гломар Челленджер". Весь фактический материал по гранулометрии отложений глубоководных скважин уже опубликован [Trimonis, Shimkus, 1978], и в данном разделе представляются только обобщенные результаты, необходимые как для выяснения основных черт формирования гранулометрического состава позднекайнозойских отложений Черного моря, так и для освещения в совокупности с другими данными различных сторон осадочного процесса на предшествующих современному этапах геологического развития Черного моря.

Скв. 379А. Литологические исследования, проведенные на НИС "Академик С. Вавилов" в районе бурения скв. 379А, показали большую неоднородность как литологического, так и гранулометрического состава современных осадков. Здесь были встречены пелитовые и мелкоалевритовые илы, а также крупные алевриты, представленные терригенным глинистым и биогенным карбонатным материалом. Градационные текстуры отложений свидетельствуют, что крупные алевриты, так же

как и мелкоалевритовые илы, образованы суспензионными потоками, проникшими сюда с анатолийского континентального склона.

Разнообразен состав и голоценовых осадков, которые представлены пелитовыми, алевритово-пелитовыми и мелкоалевритовыми илами. В разрезе отложений голоцена выделяются гранулометрические ритмы, имеющие генетическую связь с турбидитами.

Плейстоценовые отложения, вскрытые скв. 379А, в верхней части разреза представлены терригенными пелитовыми и алевритово-пелитовыми илами вюрма (рис. 5). В пелитовых илах доминируют среднепелитовая и субколлоидная фракции, хотя в целом содержание пелитовых фракций невысокое (76,55—79,02%). Гранулометрический профиль алевритово-пелитовых илов меняется в более широком диапазоне, приближаясь то к профилю пелитовых, то мелкоалевритовых илов. В вюрмских отложениях были встречены прослои алевритов и песков, имеющих градационную текстуру, свойственную отложениям турбидитов.

Рисс-вюрмские отложения (пачки 4 и 5) представлены крупными алевритами, мелкоалевритовыми и алевритово-пелитовыми илами в зависимости от смены их вещественного состава. В отдельных частях разреза осадки обогащены диатомеями, в других — скелетами кокколитов, в третьих — терригенным алевритово-песчаным материалом. В гранулометрическом профиле обычно доминирует мелкоалевритовая фракция вместе с одной из пелитовых (алевритово-пелитовый ил) либо с песчаной и крупноалевритовой фракциями (крупные алевриты).

Пачка 6, отвечающая рисскому ледниковью, сложена разными гранулометрическими типами осадков — от пелитовых илов до мелкозернистых песков. В пелитовых отложениях обычно преобладают среднепелитовая и субколлоидная фракции, а в других гранулометрических типах осадков доминирует мелкоалевритовая фракция совместно со среднепелитовой (алевритово-пелитовый ил) или песчаной и крупноалевритовой (крупные алевриты). Только в мелкозернистых песках явно господствует песчаная фракция. В нижней части пачки (колонки 19—24) распространены отложения с градационной текстурой, что свидетельствует о решающей роли суспензионных потоков в образовании не только крупнозернистых отложений, но отчасти и пелитовых илов.

3434

Для отложений пачки 7 (межледниковый период) характерно присутствие наиболее тонкодисперсных пелитовых илов (содержание пелитовых фракций более 90%), в которых преобладают среднепелитовая и субколлоидная фракции. В ряде прослоев здесь отмечено высокое содержание крупнопелитовой фракции (45,20—51,33%) — весьма редкое явление для глубоководных отложений Черного моря [Тримонис, 1972]. В алевритово-пелитовых и мелкоалевритовых илах чаще всего доминирует мелкоалевритовая фракция. Несколько градационных ритмов, встреченных в этой пачке, показывают, что суспензионные потоки заметно влияли на ход седиментации и в межледниковое время.

Терригенные отложения, отвечающие миндельскому ледниковому периоду (пачка 8), представлены пелитовыми, алевритово-пелитовыми и мелкоалевритовыми илами. В гранулометрическом профиле пелитовых илов преобладают субколлоидная или среднепелитовая фракции, а в алевритово-пелитовых и мелкоалевритовых илах обычно больше всего мелкоалевритовой фракции. Особенно высокие ее содержания в хорошо отсортированных мелкоалевритовых илах. Во всем рассматриваемом разрезе часто встречаются прослои песчано-алевритовых отложений (турбидитов).

В отложениях самой нижней пачки 9 встречаются те же основные гранулометрические типы, что и в вышележащей толще. Для пелитовых илов характерно преобладание среднепелитовой фракции, а в алевритово-пелитовых и мелкоалевритовых илах доминирует мелкоалевритовая фракция. В крупных алевритах основными являются песчаная, крупноалевритовая и мелкоалевритовая фракции. Как и в предыдущих пачках, здесь выявлены градационные ритмы.

Скв. 380/380А. Современные осадки в этом районе представлены слабоизвестковыми пелитовыми и алевритово-пелитовыми илами [Shimkus, Trimonis, 1974]. В голоценовом разрезе в основном переслаиваются тонкодисперсные терригенные,

Институт Геологических Наук АН СССР Библиотека

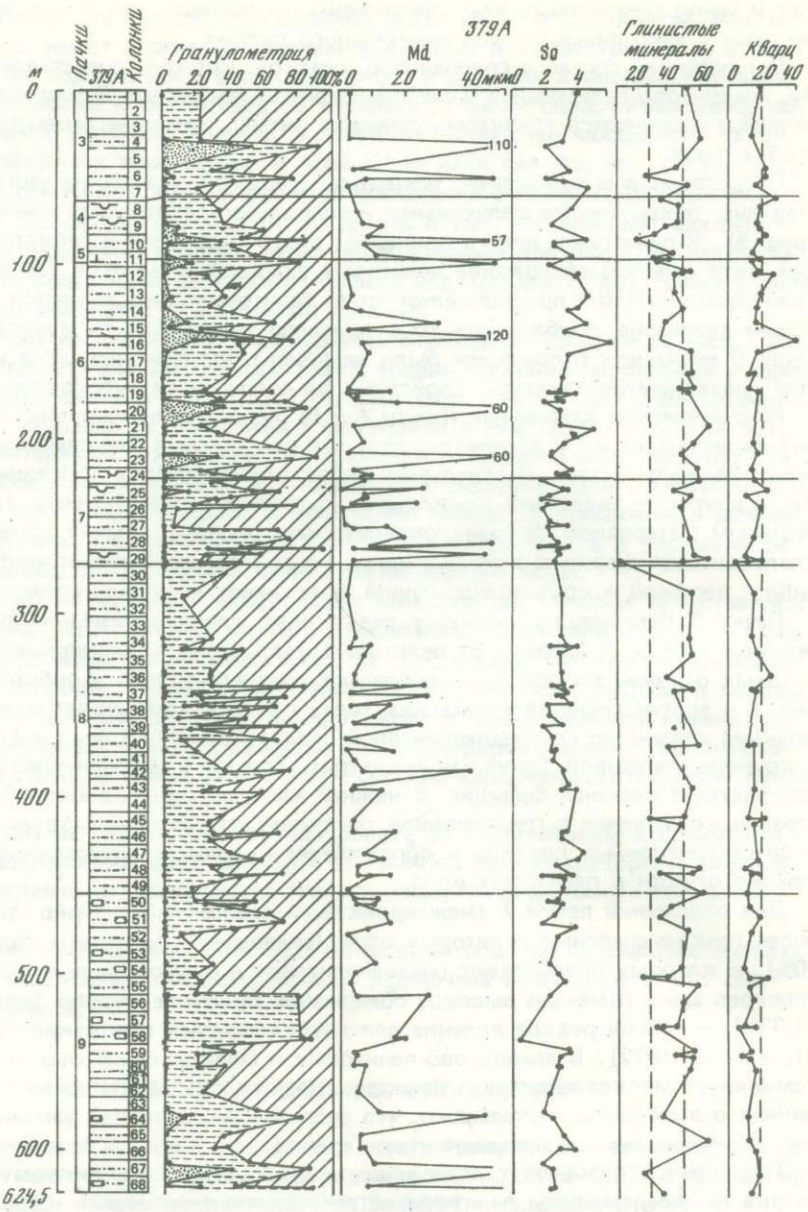
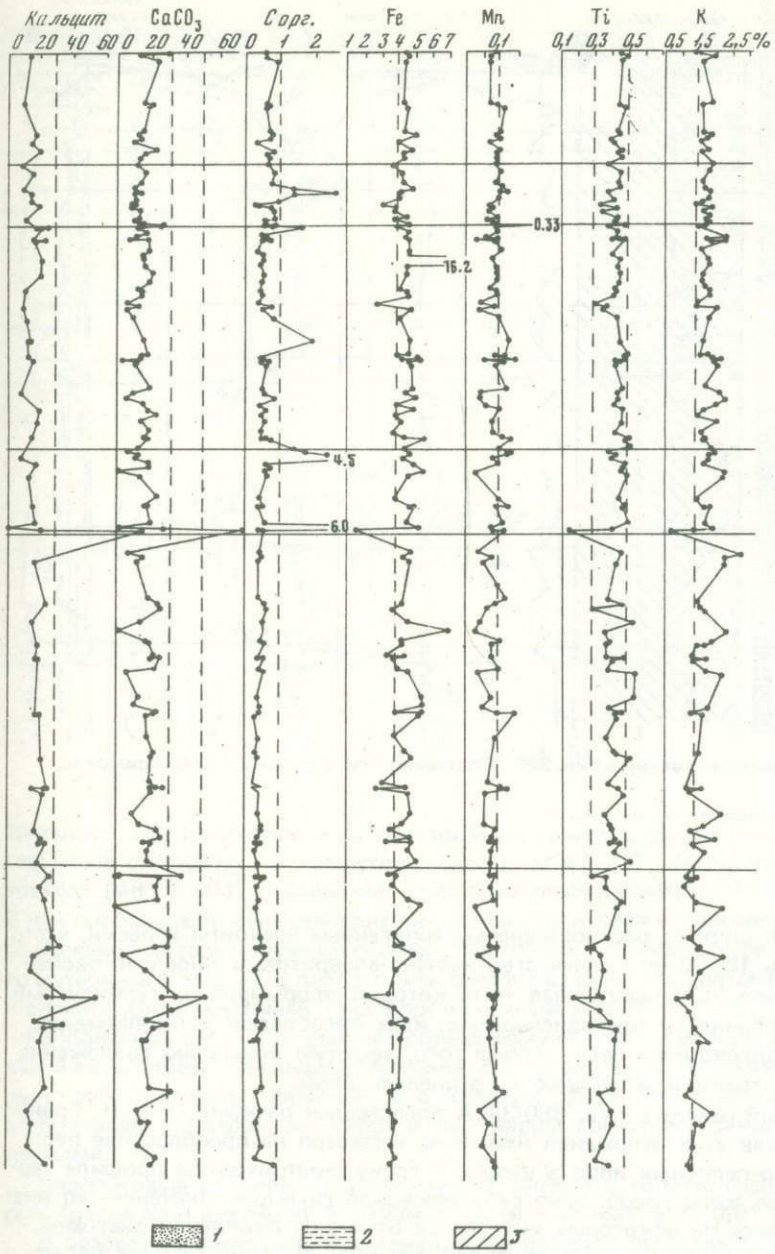


Рис. 5. **Состав донных отложений в скв. 379А** Составили Е.М. Емельянов, Э.С. Тримонис, К.М. Шимкус

Фракции, мм: *1* – >0,1, *2* – 0,1–0,01, *3* – <0,01; остальные условные обозначения см. на рис. 2

сапропелево-глинистые и кокколитовые пелитовые илы. Гранулометрический состав отложений скв. 380/380А представлен на рис. 6 и 7.

Вюрмские терригенные осадки, составляющие самую верхнюю часть скважины (пачка Ic), характеризуются довольно изменчивыми значениями Md. Среди преобладающих алевритово-пелитовых и пелитовых илов значительную роль в разрезе играют терригенные и раковинные пески и алевриты, образующие ряд прослоев в колонках 1 и 2. Сортировка отложений за счет скопления раковинного детрита местами существенно ухудшается. В пелитовых илах основную роль играют среднепелитовая и субколлоидная фракции, а в алевритово-пелитовых, кроме них, доминирует также и мелкоалевритовая. Гранулометрический состав изученных прослоев показывает, что большинство из них является составными частями турбидитов.



В разрезе рисс-вюрма (пачка Id) преобладают пелитовые, алевритово-пелитовые и мелкоалевритовые илы. Песчано-алевритовые прослои здесь редки.

Рисские отложения (пачка Ie) сложены почти целиком пелитовыми и алевритово-пелитовыми терригенными илами. В гранулометрическом профиле этих отложений доминирует чаще всего субколлоидная фракция, реже — мелкоалевритовая. Наиболее тонкодисперсные пелитовые илы имеют относительно высокое содержание крупнопелитовой фракции. Изменения гранулометрического состава весьма постепенные и носят циклический характер.

Разрез межледниковых отложений пачки If в основном состоит из алевритово-пелитовых и тонкодисперсных пелитовых илов. В гранулометрическом профиле смена состава отложений обычно выражена резким изменением содержания мелкоалевритовых фракций.

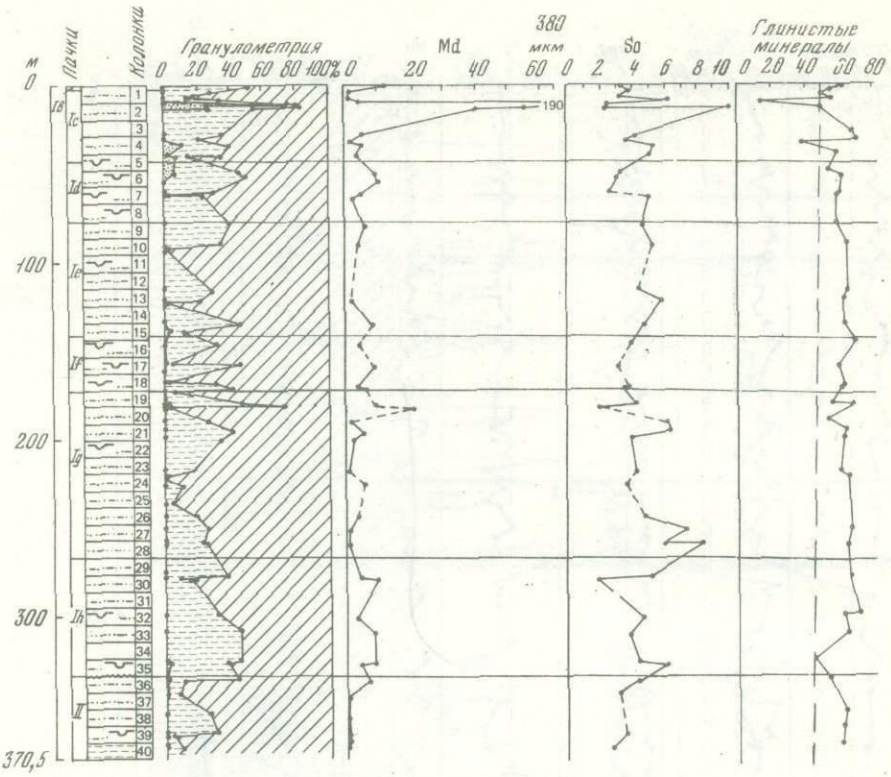


Рис. 6. **Состав донных отложений в скв. 380** . Составили Е.М. Емельянов, Э.С. Тримонис, К.М. Шимкус

Условные обозначения см. на рис. 5

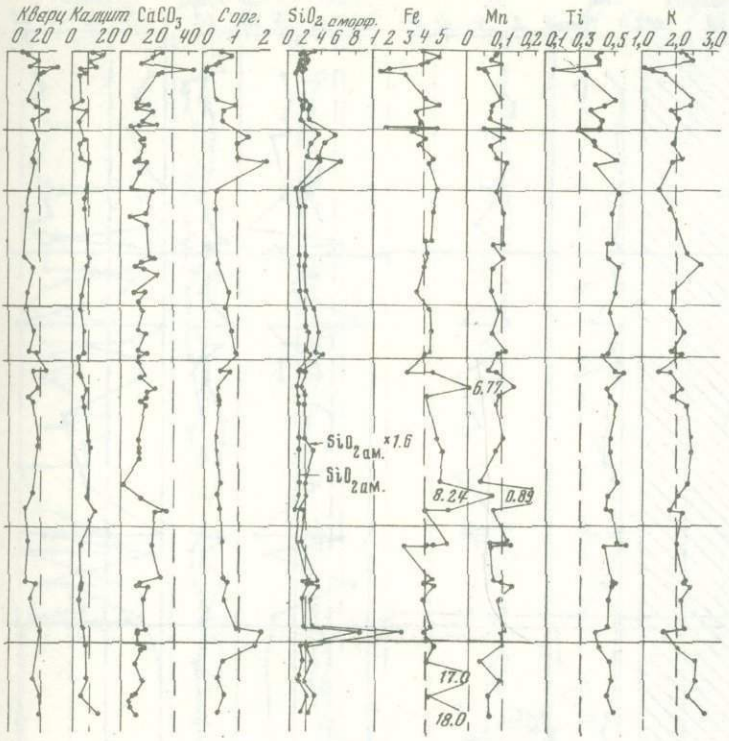
В пачках Ig и Ih широко распространены терригенные алевриты и пески, часто имеющие мощность 10—20 см. Количество песчано-алевритовых прослоев особенно повышено в пачке Ih, существенная часть которой сформирована турбидитами. В пелитовых, в особенности тонкодисперсных, илах преобладает субколлоидная фракция, а в алевритово-пелитовых, кроме того, зачастую повышено содержание мелкоалевритовой фракции, а нередко и среднепелитовой.

Эоплейстоценовый разрез в скв. 380/380А представлен пачками II и III. Гранулометрический состав этих отложений изменчив, несмотря на преобладание пелитовых и алевритово-пелиовых илов в целом. В гранулометрическом профиле терригенных илов чаще всего преобладает субколлоидная фракция. Значения Md низкие и меняются мало. На некоторых интервалах отмечены скопления диатомей, увеличивающих содержание мелкоалевритовой фракции. В таких случаях наблюдаются тончайшие (доли миллиметра) прослойки мелкого светло-серого алеврита.

В карбонатных пелитовых и алевритово-пелитовых илах существенно понижены содержания субколлоидной и повышены количества мелкоалевритовой фракции, состоящей в основном из неправильных зерен кальцита.

Прослои песчано-алевритовых отложений (турбидитов) мощностью от 10 до 40 см наиболее часто встречаются в колонках 5—11 (скв. 380А), в то время как маломощные алевритовые прослойки развиты во всем разрезе.

Плиоцен (пачки IVa, IVb и IVc) представлен несколькими литологически разными типами отложений. Слоистые глины (варвы), залегающие в колонках 35—40, представляют собой в основном тонкодисперсные пелитовые уплотненные илы (Md = 0,0006÷0,0022 мм). Содержание пелитового материала в них нередко достигает более 99%. Гранулометрический профиль неодинаков: в одних прослоях доминирует субколлоидная, в других — среднепелитовая и субколлоидная, в



третьих — обе пелитовые и субколлоидная фракции. Диатомовые отложения, обогащенные органическим веществом (колонки 41—47), являются алевритово-пелитовыми (Md = 0,0037÷0,0052 мм) либо пелитовыми илами (Md = 0,0019÷0,0043 мм). В них преобладают мелкоалевритовая, среднепелитовая и субколлоидная фракции, содержания которых нередко сходны. Ряд тончайших прослойков мелкоалевритового материала в этих илах почти нацело состоит из скелетов диатомей, другие же представлены, кроме диатомей, также органогенным детритом.

Карбонатные варвы по гранулометрическому составу представляют собой пелитовые и алевритово-пелитовые отложения. В их гранулометрическом профиле доминирует субколлоидная фракция, а в случаях обогащения диатомеями — и мелкоалевритовая. В целом же карбонатные варвы гранулометрически сходны с глинистыми.

Сидеритовые прослои характеризуются алевритисто-микрозернистой структурой (реликтово-диатомовой). Размер зерен в основном < 0,01 мм.

В разрезе миоценовых отложений были изучены отдельные образцы из весьма разнородных по литологическому составу пачек (пачки IVd, IVe и V).

Карбонатные и глинистые варвы, а также литифицированные доломитово-глинистые и доломитизированные известково-глинистые отложения по гранулометрическому составу отвечают алевритово-пелитовым (Md = 0,0044÷0,008 мм) и мелкоалевритовым (Md = 0,11 мм) илам. В них доминируют мелкоалевритовая и субколлоидная фракции.

Глинистые доломиты и доломитово-глинистые отложения характеризуются микрозернисто-пелитоморфной структурой, а доломитизированные известково-глинистые отложения—алевритово-микрозернисто-пелитоморфной.

Плотные тонкослоистые алевритовые глины пачки V по гранулометрическому составу отвечают мелкоалевритовым отложениям (Md = 0,01÷0,012 мм). Кроме мелкоалевритовой фракции, заметную роль в них играет субколлоидная.

Прослои доломитово-глинистых литифицированных отложений характеризуются микрозернисто-пелитоморфной структурой.

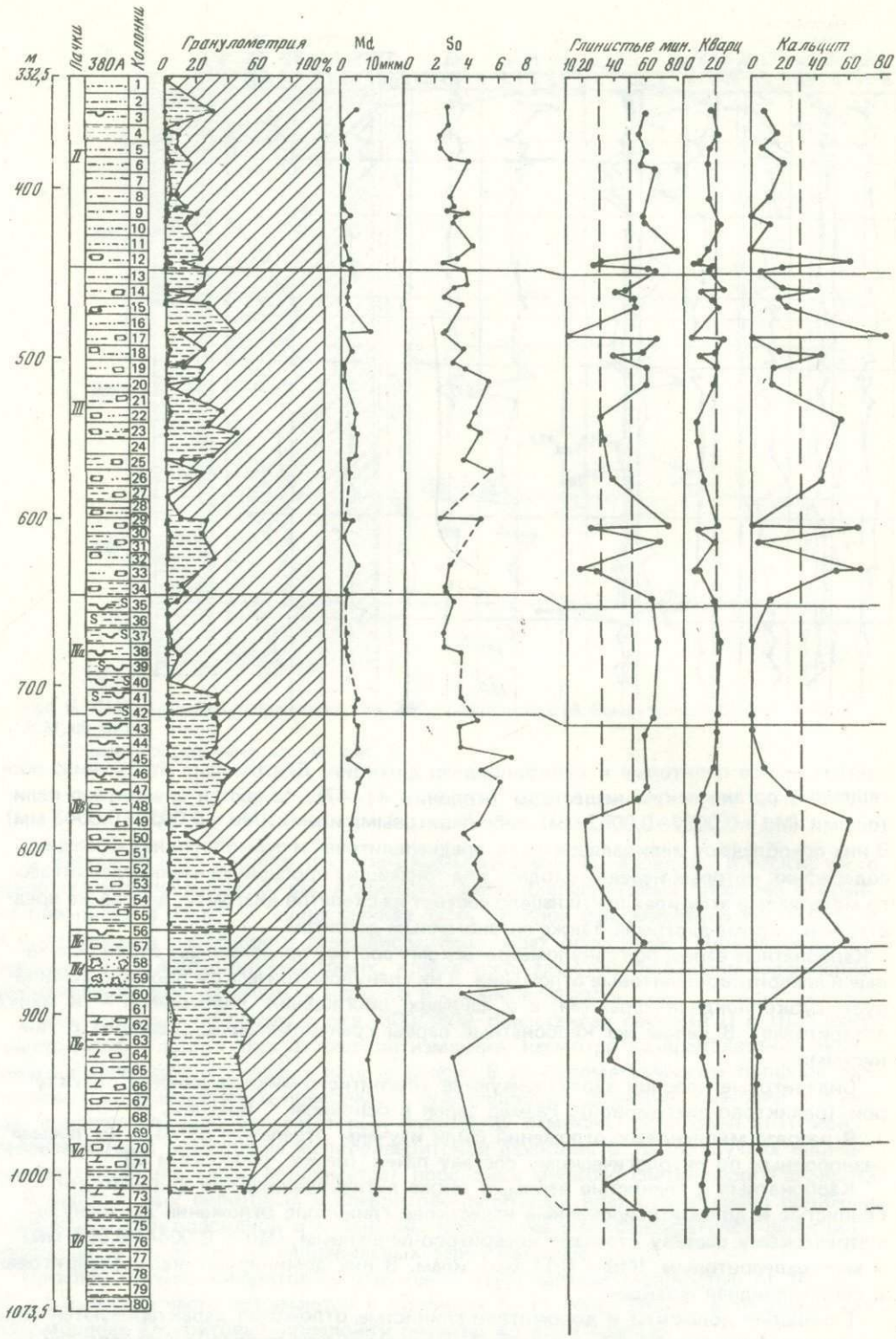
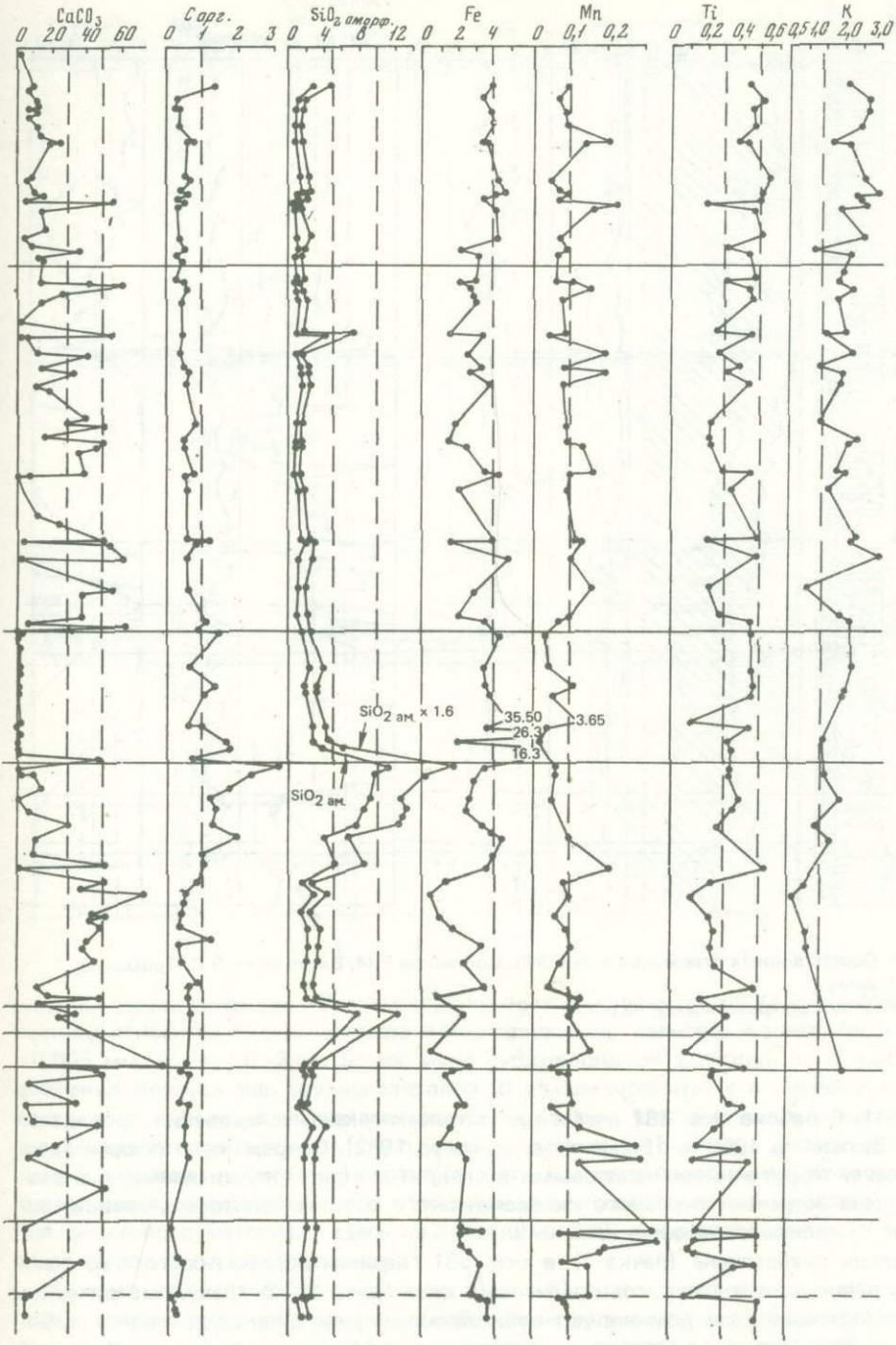


Рис. 7. **Состав донных отложений в скв. 380А.** Составили Е.М. Емельянов, Э.С. Тримонис, К.М. Шимкус

Условные обозначения см. на рис. 5


CaCO3
0 20 40 60
Corg.
0 1 2 3
SiO2 аморф.
0 4 8 12
Fe
0 2 4
Mn
0 0,1 0,2
Ti
0 0,2 0,4 0,6
K
0,5 1,0 2,0 3,0 %
SiO2 ам. x 1.6
SiO2 ам.
35.50
26.3
16.3
3.65

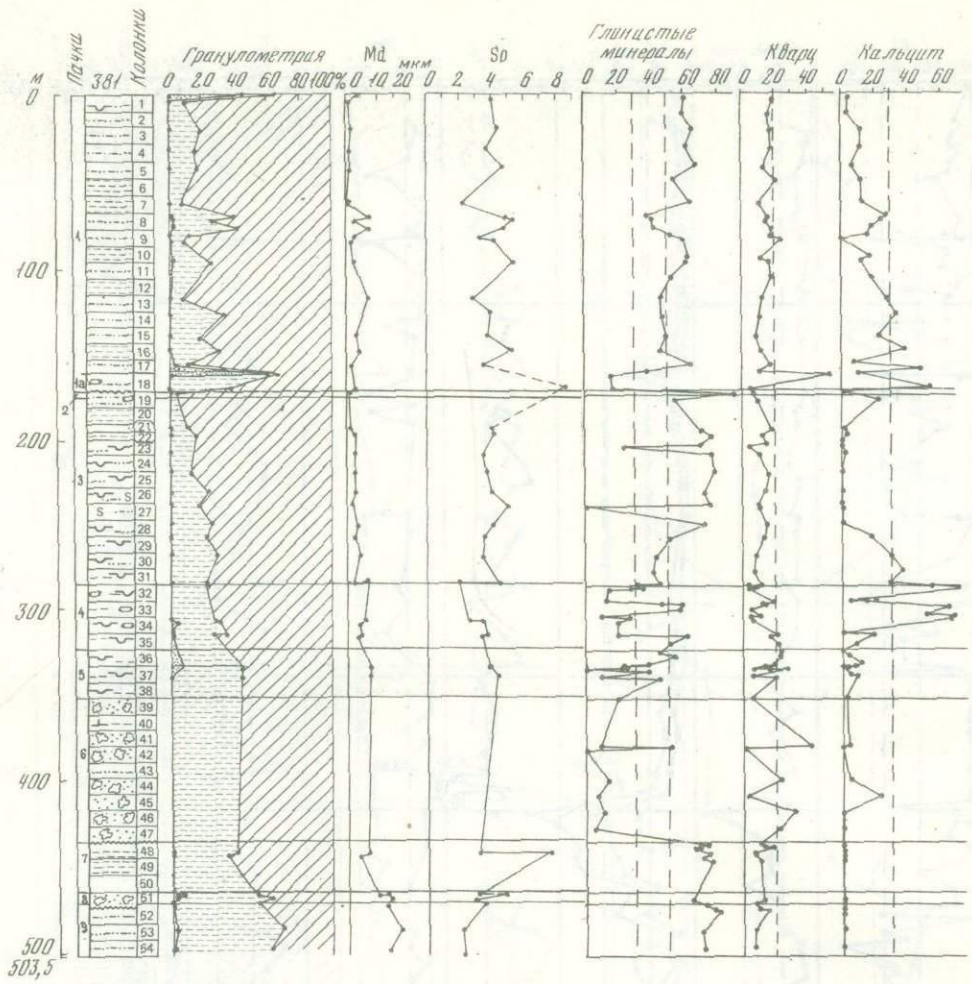


Рис. 8. **Состав донных отложений в скв. 381.** Составили Е.М. Емельянов, Э.С. Тримонис, К.М. Шимкус

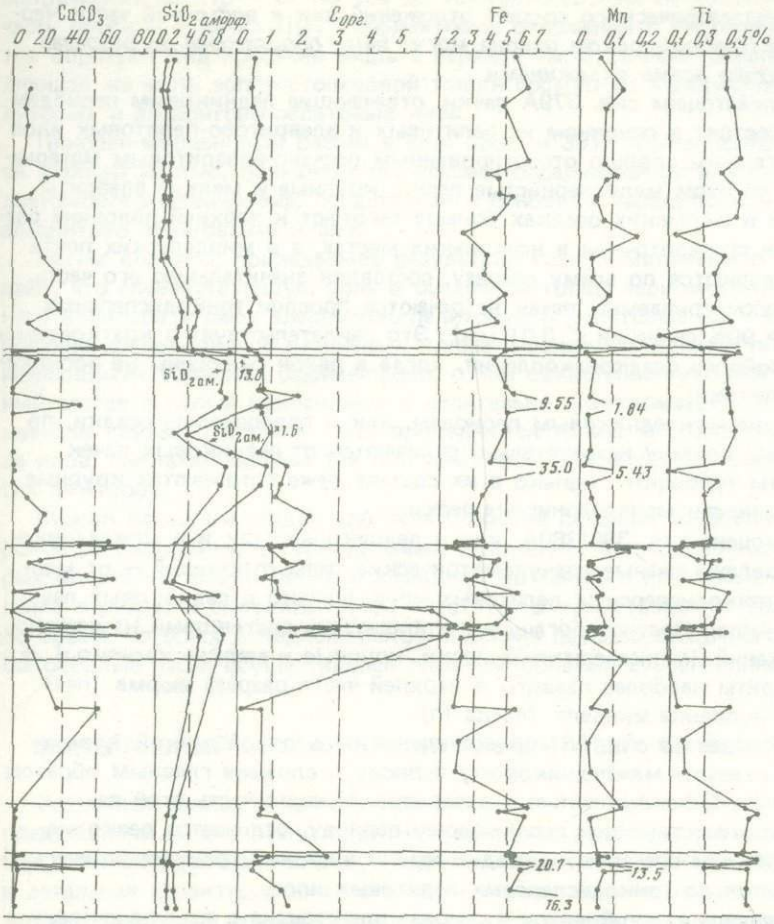
Условные обозначения см. на рис. 5

Скв. 381. В районе скв. 381 детальные литологические исследования проведены на НИС "Витязь" в 1960 г. [Емельянов, Шимкус, 1962]. Современные осадки здесь представлены терригенными пелитовыми и алевритово-пелитовыми илами, а в разрезе голоцена встречаются разного литологического состава пелитовые, алевритово-пелитовые и мелкоалевритовые илы.

Отложения плейстоцена (пачка 1) в скв. 381 главным образом состоят из терригенных пелитовых и алевритово-пелитовых илов (рис. 8). В гранулометрическом профиле пелитовых илов доминируют субколлоидная или среднепелитовая и субколлоидная фракции, а в алевритово-пелитовых — мелкоалевритовая и субколлоидная. Спорадически встречаются прослои турбидитов с градационной текстурой. Нижнюю часть пачки (подпачка 1а) слагают песчано-алевритовые отложения, обогащенные раковинным детритом.

Карбонатные алевритово-пелитовые илы в пачке 2 (эоплейстоцен) характеризуются высоким содержанием субколлоидной и мелкоалевритовой фракций, последняя из которых представлена в основном кальцитом.

Разрез плиоценовых отложений состоит из трех литологически различных пачек (3, 4 и 5). В верхней из них (пачка 3) преобладают терригенные пелитовые илы, в гранулометрическом профиле которых основную роль играют среднепелитовая и



субколлоидная фракции. Высококарбонатные илы пачки 4 по гранулометрическому составу относятся к типу хорошо отсортированных пелитовых илов (Md = 0,005÷ ÷0,006 мм, S_0 = 2,0÷2,6). В них мало субколлоидной фракции, но повышены содержания крупно- или среднепелитовой. В слабокарбонатных и карбонатных пелитовых илах, так же как и в алевритово-пелитовых, доминируют мелкоалевритовая и среднепелитовая фракции. Отложения нижней части плиоцена (пачка 5) представлены алевритово-пелитовыми илами, в которых явно преобладает мелкоалевритовая фракция, представленная в значительной степени скелетами диатомей. Содержания пелитового материала здесь не превышают 56% и относительно много крупноалевритовой и песчаной фракций.

Верхняя часть отложений миоцена (пачка 6) состоит из неконсолидированного песка, гравия, раковин моллюсков, обломков доломитов и литифицированных отложений, т.е. относительно гранулометрического состава здесь встречаются самые различные типы осадков. Нижезалегающие бескарбонатные глины (пачка 7) характеризуются многократным переслаиванием гранулометрических ритмов, представленных прослойком песка или алеврита внизу и глинистого материала вверху (без постепенных переходов). Пачка 8 состоит из илистых осадков брекчированной текстуры. Это главным образом мелкоалевритовые илы с Md = 0,1 ÷ 0,013 мм. В гранулометрическом их профиле доминирует мелкоалевритовая фракция и, как правило, имеется заметная примесь песчаного и крупноалевритового материала. В нижней части скважины (пачка 9), по данным гранулометрического анализа, залегают

хорошо отсортированные мелкоалевритовые илы с редкими глинисто-сидеритовыми прослоями, имеющими микрозернистую структуру.

Изменения гранулометрического состава отложений как в восточной части Черного моря, так и в Прибосфорском районе могут быть прослежены на разрезах плейстоцена, вскрытого всеми скважинами.

В отложениях плейстоцена скв. 379А пачки, отвечающие ледниковым периодам (пачки 3, 6 и 8), состоят в основном из пелитовых и алевритово-пелитовых илов и существенно обогащены хорошо отсортированным песчано-алевритовым материалом. Это главным образом мелкозернистые пески, крупные и мелкие алевриты. Турбидитовые слои в вюрмских осадках больше тяготеют к верхней половине разреза, в рисских они сосредоточены в нескольких местах, а в миндельских почти равномерно распределяются по всему разрезу, составляя значительную его часть. В разных местах рассматриваемых пачек встречаются прослои тонкодисперсных пелитовых илов (> 90% фракций < 0,01 мм). Это свидетельствует о кратковременных периодах спокойного осадконакопления, когда в район скважины не проникали суспензионные потоки.

Пачки, отвечающие межледниковым периодам, как и голоценовые осадки, по гранулометрическому составу незначительно отличаются от ледниковых пачек. Здесь также развиты турбидиты, однако в их составе реже встречаются крупные алевриты и в особенности мелкозернистые пески.

В разрезе плейстоцена скв. 380/380А, как в ледниковых, так и в межледниковых пачках представлены разные гранулометрические типы отложений — от мелких алевритов до тонкодисперсных пелитовых илов. Однако в ледниковых пачках некоторые их части заметно обогащены турбидитами, состоящими из песчано-алевритовых отложений (мелкозернистые пески, крупные и мелкие алевриты), а также илов. Турбидиты наиболее развиты в верхней части разреза вюрма (пачка Ic) и в нижней половине минделя (пачка Ih).

Отложения плейстоцена в скв. 381 представлены лишь одной пачкой 1, верхняя часть которой отвечает межледниковому периоду и сложена главным образом пелитовыми илами с редкими прослоями алевритов. Нижняя часть этой пачки (колонки 5—17), соответствующая ледниковому периоду, отличается резко меняющимся вещественным составом, и осадки имеют широкий гранулометрический спектр — от алевритов до тонкодисперсных пелитовых илов.

Особенности размещения турбидитов в разрезе плейстоцена в первую очередь в ледниковых пачках, на наш взгляд, тесным образом связаны с колебаниями уровня моря. Не исключено, что максимальное их развитие соответствует наиболее низкому уровню моря. Это было подмечено ранее при анализе распределения турбидитов в верхневюрмских осадках Черного моря [Емельянов, Шимкус, 1963; Шимкус и др., 1975]. При высоком уровне моря турбидиты также образуются, но реже, а их распространение более локально. Это вытекает из анализа их распространения в голоценовых и современных осадках [Тримонис, 1972].

Наблюдаемая в ледниковых и межледниковых пачках неоднократная смена гранулометрических типов связана главным образом с особенностями механической дифференциации осадочного материала течениями и суспензионными потоками и лишь отчасти изменениями вещественного состава. Значительную роль в этом играют флуктуации циклонических круговоротов поверхностных вод и халистатических областей, что вызывает заметные изменения гранулометрического профиля пелитовых и алевритово-пелитовых илов. Наиболее тонкодисперсные пелитовые илы накапливаются в халистатических областях, а по их периферии формируются пелитовые и алевритово-пелитовые илы. Образование мелкоалевритовых илов, крупных алевритов и песков в глубоководной области обусловлено деятельностью суспензионных потоков. Наблюдаемое в разрезах неоднократное чередование различных гранулометрических типов, видимо, и отражает неоднократные изменения гидродинамической обстановки в бассейне.

Эоплейстоценовые отложения, отвечающие периоду теплого климата (скв. 380А, пачка II), состоят большей частью из тонкодисперсных пелитовых илов, в то время

как осадки, образовавшиеся во время похолодания, имеют более широкий гранулометрический спектр — от песков до тонкодисперсных пелитовых илов (нижняя часть пачки II и пачка III). Турбидитовые отложения с участием песков и алевритов образуют ряд прослоев лишь в верхней части разреза (колонки 5—11). Подавляющая же часть эоплейстоценовой толщи состоит из чередующихся прослоев пелитовых и алевритово-пелитовых илов.

Плиоцен-миоценовый разрез в скв. 380А и 381, отличающийся резко меняющейся карбонатностью, большими перепадами содержаний органического вещества, диатомового кремнезема, представлен в основном чередующимися пелитовыми и алевритово-пелитовыми илами.

Таким образом, приведенные результаты гранулометрических анализов показывают, что главенствующую роль в осадочной толще черноморских отложений позднего кайнозоя играют алевритово-пелитовые и пелитовые илы. Однако их формирование происходило в различных климатических условиях и при неоднократно меняющихся условиях седиментации, о чем свидетельствует различный вещественный состав в целом однотипных относительно гранулометрии отложений. В большинстве случаев различия здесь проявляются только в гранулометрическом профиле илов, где преобладание тех или иных фракций определялось совокупностью многих факторов.

Второй важной и общей для всех разрезов скважин особенностью является широкое распространение турбидитовых отложений, в градационные ритмы которых вошли не только пески и алевриты, но также и пелитовые илы. Их распределение в разрезах скважины свидетельствует о существовании нескольких этапов, во время которых в Черноморском бассейне перенос осадочного материала в глубоководные части осуществлялся главным образом суспензионными потоками.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ КРУПНОАЛЕВРИТОВЫХ ФРАКЦИЙ

Осадочная толща, вскрытая скважинами в 42Б рейсе БС "Гломар Челленджер", представлена весьма разнообразными донными осадками и породами, в составе которых преобладающая часть принадлежит терригенным компонентам. Их изучение и детальная характеристика могут дать ответы на многочисленные вопросы, связанные с историей осадочного процесса в Черном море в позднекайнозойское время, в особенности с выявлением источников терригенного материала и их вклада в седиментацию прошлых этапов развития бассейна. С этой целью был изучен минеральный состав тяжелых и легких подфракций крупноалевритового материала (0,1—0,05 мм), что позволило выявить основные комплексы минералов, характерные для преобладающих типов осадков во всех скважинах [Trimonis, Shimkus, Ross, 1978]. Кратко остановимся на анализе полученных результатов.

Скв. 379А. Скважина расположена в пределах Восточной минералогической провинции современных осадков открытого моря [Тримонис, 1972]. Здесь, в верхнем слое отложений, повышены концентрации пироксенов, магнетита, ильменита, мусковита, выветрелых минералов. Верхнечетвертичные терригенные турбидиты, изученные в этой области, по минеральному составу близки современным отложениям Восточно-Анатолийской минералогической провинции. Среди тяжелых минералов в них доминируют моноклинные пироксены, много сине-зеленой и зеленовато-бурой роговой обманки, эпидотов, рудных черных немагнитных минералов и др. В легкой подфракции основную часть составляют обломки измененных пород, а полевых шпатов больше, чем кварца.

В верхней части скв. 379А среди тяжелых обломочных минералов доминируют эпидот-цоизит, моноклинные пироксены и роговые обманки, причем чаще преобладают эпидот-цоизит или моноклинные пироксены. Особенно много эпидот-цоизита (до 40,6%), что указывает на существование дополнительного источника этих минералов в последнюю ледниковую эпоху. Вероятно, это было связано с более интенсивной эрозией в ледниковое время центральной части Главного хребта Большого Кавказа, сложенного толщей гнейсов, разнообразных слюдяных сланцев, ам-

фиболитов, кварцитов, мраморов, которые обнажаются широкой полосой вдоль водораздельной его части в верховьях рек Белой, Большой Лабы, Большого Зеленчука. Эрозии могли быть подвержены и метаморфические серии Крыма. Основными источниками во время формирования пачки 3, судя по ассоциациям тяжелых минералов, были Западная и Восточная Анатолийская питающие провинции.

В рисс-вюрмских отложениях (пачки 4 и 5) содержания тяжелой подфракции варьируют от 0,9 до 7,7%. Наибольшие содержания в крупных алевритах. Здесь среди тяжелых минералов ведущую роль играют роговые обманки, эпидоты, моноклинные пироксены. В заметном количестве представлены рудные черные, гидрогетит и слюды (в основном хлорит и биотит), карбонаты, а в верхней части пачки 4, кроме того, и гранаты. Постоянно присутствуют апатит и сфен, спорадически — циркон.

Бóльшая часть легкой подфракции нередко представлена обломками измененных пород (до 51,6%) или кварцем (до 47,3%). Полевых шпатов всегда меньше, чем кварца. Постоянно в заметных количествах присутствуют разноцветные слюды и карбонаты, спорадически встречается глауконит. Явное преобладание кварца над полевыми шпатами свидетельствует о значительной роли кавказского терригенного материала. С другой стороны, большие количества обломков измененных пород указывают на генетическую связь осадочного материала с южным водосбором.

Таким образом, терригенный материал в этой пачке имеет смешанный генезис, причем на одних этапах ее формирования решающую роль играли наносы с южного водосбора, а на других — с северо-восточного, что и отражается в чередовании несколько различных комплексов минералов в толще пачек 4 и 5.

Минеральный состав отложений пачки 6 (рисс) неоднороден. Верхняя ее часть (колонки 13—15), отвечающая наиболее холодному этапу осадкообразования, содержит комплекс тяжелых минералов, сходный с комплексами пачек 4 и 5. Основную часть тяжелой подфракции здесь составляют эпидоты, моноклинные пироксены и роговая обманка, причем, как правило, преобладают эпидоты или пироксены, слабо различающиеся по содержанию. Ниже в прослоях мелкозернистого песка и мелкого алеврита (колонка 16) резко сокращены содержания моноклинных пироксенов (4,6—5,3%) и повышены количества циркона (7,6—11,2%), граната (5,5—13,1%), ставролита (1,2—1,6%). Такая ассоциация тяжелых минералов имеет сходство с выносами Дона.

В легкой подфракции доминируют кварц или обломки измененных пород. Полевые шпаты, слюды, карбонаты хотя и встречены в заметных количествах, но имеют подчиненное значение. Такие комплексы минералов указывают, что осадочный материал поступил с южной и кавказской водосборных площадей.

Средняя часть пачки (колонки 17—21), образовавшаяся в период более теплого переменного климата, по составу тяжелых обломочных минералов очень изменчива. В ней резко снижены содержания моноклинных пироксенов, а в некоторых пробах относительно повышены содержания граната, шпинели, апатита, иногда слюд (хлорита, мусковита). Частая смена качественного состава терригенного материала была связана с его поставкой разными источниками. Наносы Кубани прослеживаются по содержаниям роговой обманки в сочетании с эпидотами, слюдами и гранатами. Реками Кавказа и, вероятно, Крыма поставлялся материал, богатый эпидотом, роговой обманкой и слюдами (хлорит, мусковит), а источники южного водосбора играли второстепенную роль.

Минеральный комплекс нижней части пачки (колонки 22—24), формировавшейся в период начального похолодания рисса, сходен с минеральным комплексом верхней части.

Миндель-рисские отложения (пачка 7), состоящие из слабоизвестковых глинистых, алевритово-глинистых и мелкоалевритовых илов с прослоями терригенных крупных алевритов, в значительной части являются турбидитовыми. Детальное исследование нескольких турбидитов показало, что в осадках пачки 7 наблюдается чередование нескольких ассоциаций тяжелых минералов: 1) эпидот-роговообманково-слюдисто-пироксеновой, 2) слюдисто-карбонатно-эпидот-роговообманковой, 3) пироксен-эпидотовой, 4) эпидотовой. Чаще всего встречаются первая и вторая

ассоциации. Характерны очень высокие содержания (до 51,0–56,5%) эпидотов в первой ассоциации. Подобные величины в глубоководных современных осадках не обнаружены.

Все перечисленные ассоциации генетически связаны скорее всего с метаморфическими сериями Большого Кавказа, отчасти Крыма и в меньшей мере — с южным водосбором.

Среди легких минералов преобладают выветрелые зерна или кварц, значительно меньше полевых шпатов, слюд, карбонатов.

В миндельских отложениях (пачка 8) встречены эпидот-слюдисто-роговообманковая и слюдисто-эпидотовая ассоциации тяжелых минералов. В заметных количествах в них присутствуют рудные черные минералы, гидрогетит. Судя по такому составу, наиболее вероятно, что осадочный материал поставлялся главным образом с Кавказа.

В легких подфракциях существенных изменений по сравнению с вышележащими отложениями не обнаружено, однако доминирующие кварц и выветрелые зерна здесь встречаются почти в равных количествах. Далее следуют карбонаты, полевые шпаты, слюды. Кварца в несколько раз больше, чем полевых шпатов.

В большинстве изученных прослоев гюнц-миндельских отложений (пачка 9) выявлен эпидот-слюдисто-амфиболовый комплекс минералов. Чаще всего преобладают эпидоты, достигая в отдельных прослоях 38–64,8%. Лишь в единичных образцах в заметных количествах встречены моноклинные пироксены. Существенную роль в ряде прослоев играют рудные обломочные минералы, в частности гидрогетит. Из легких минералов больше всего кварца и выветрелых зерен, которые переменно доминируют. Далее следуют полевые шпаты, слюды, карбонаты. Лишь в единичных прослоях легкая подфракция почти целиком представлена карбонатами.

Судя по составу тяжелых минералов, основными питающими провинциями в это время были Большой Кавказ, Крым и лишь в отдельные периоды существенную роль играл южный водосбор.

Скв. 380/380А. Скважина располагается в Босфорской минералогической провинции современных осадков, которая характеризуется высокими содержаниями слюд, граната, кварца и др. [Тримонис, 1972]. В современных осадках вблизи скв. 380 (рис. 9) и в легкой, и в тяжелой подфракциях крупноалевритового материала доминируют разноцветные слюды (> 80%). В тяжелой подфракции в небольших количествах встречены роговая обманка, эпидот-цоизит, рудные минералы и др. Гранат, циркон, турмалин, пироксены присутствуют в единичных зернах. По мере приближения к Босфорскому проливу (ст. 244, 247) содержания слюд существенно сокращаются, а повышаются количества роговой обманки, эпидот-цоизита, гранатов. В осадках напротив р. Сакарья (ст. 248) среди тяжелых обломочных минералов больше всего эпидот-цоизита, в заметных количествах присутствуют турмалин, гранат и др. В пробе крупного алеврита со дна подводной долины Сакарья среди нерудных минералов доминируют амфиболы и эпидоты, содержащиеся примерно в равных количествах. Немало также моноклинных пироксенов, слюд, гранатов, титанистых черных рудных минералов, магнетита.

Северо-западнее района бурения, на трассе переноса дунайского материала (ст. 240,1560), тяжелые обломочные минералы представлены в основном эпидот-цоизитом, роговой обманкой, гранатами, турмалином. Севернее скв. 380/380А (ст. 236) среди обломочных минералов доминируют пироксены и эпидот-цоизит, а содержания амфиболов понижены. Много обломочных рудных минералов (особенно черных и лимонита), в заметных количествах присутствуют циркон, турмалин, гранаты. Еще севернее состав тяжелых минералов снова меняется. Основную роль там играют амфиболы, эпидот-цоизит, гранат, слюды и рудные (черные и лимонит). Питание этого района осадочным материалом на современном этапе определяется главным образом выносами Дуная.

Вюрмские терригенные илы в скв. 380/380А (пачка Ic) имеют весьма изменчивый состав тяжелых минералов. В одних прослоях они представлены амфиболами (преобладают), эпидот-цоизитом, гранатами, в других этот комплекс дополняется слюдами, а в третьих явно доминируют только слюды. Во всей пачке под-

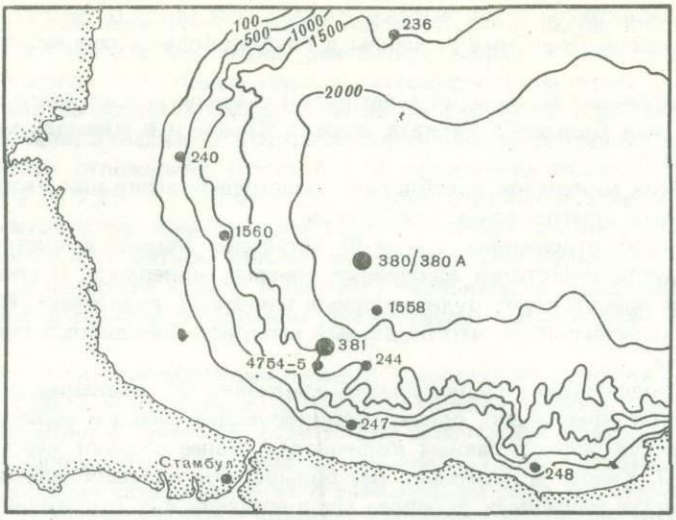


Рис. 9. **Местоположение изученных колонок и буровых скважин в юго-западной части Черного моря**

Крупные кружки — буровые скважины, мелкие — геологические станции

чиненную роль играют пироксены, которые составляют несколько процентов. Почти постоянно присутствуют силлиманит, андалузит, титансодержащие минералы, апатит, турмалин и циркон. Рудные представлены магнетитом, лимонитом и лейкоксеном.

Основная часть осадочного материала, видимо, поставлялась северо-западными реками, в первую очередь Дунаем. Появление нескольких комплексов тяжелых минералов, чередующихся в разрезе, может быть связано с различной степенью дифференциации осадочного материала при его переносе течениями. Возрастание роли слюд указывает на то, что в эти периоды устье Дуная было наиболее удалено от рассматриваемого района, а когда оно приближалось, накапливались прослои с повышенными содержаниями роговых обманок, эпидотов, гранатов. Объяснить подобные явления можно колебаниями уровня моря.

Тяжелые обломочные минералы рисс-вюрмских отложений (пачка Id) по составу почти не отличаются от минеральных комплексов предыдущей пачки. Наблюдается чередование прослоев с теми же тремя характерными ассоциациями минералов. В отличие от вюрмских отложений здесь только понижены содержания рудных обломочных, титансодержащих и метаморфических минералов. Поступление в этот период осадочного материала было также главным образом связано с Дунаем. Не исключено, что определенную роль играли источники сноса, представленные метаморфическими породами (Добруджа), и палеозойские или более древние массивы, ныне погруженные под воду.

Алевритово-пелитовые илы пачки Ie (рисс) характеризуются весьма изменчивыми содержаниями тяжелых минералов. В верхней части разреза резко преобладают слюды (бесцветная и зеленая), составляя 86,54% от всей тяжелой подфракции. В нижней части рисских отложений определен гранат-эпидот-амфиболовый комплекс терригенных минералов. Вероятно, в начале рисса в эту область значительная часть осадочного материала поступала с близких источников питания. В дальнейшем условия седиментации изменились и сюда приносились только наиболее транспортабельные минералы. Это могло быть связано с повышением уровня моря в результате таяния ледников и заметным отступлением береговой линии северо-западной части Черного моря на север.

В пачке If (миндель-рисс) выявлена та же ассоциация (гранат-эпидот-амфиболовая) минералов, что и в нижней части рисских осадков.

В отложениях пачек Ig и Ih широко распространены слюды. Там, где они отсутствуют, значительную часть тяжелых подфракций составляют эпидот и амфибо-

лы. Содержание граната в разрезе минделя не превышает 10,2%. В целом же, как и в вышележащих пачках, здесь наблюдается чередование уже отмеченных комплексов тяжелых обломочных минералов.

В верхней части эоплейстоцена (пачка II) выявлены две основные ассоциации терригенных минералов. В ряде прослоев в тяжелых подфракциях явно преобладают разноцветные слюды (57,8%) и гораздо меньше амфиболов, эпидотов и гранатов. В промежутках между ними осадки характеризуются амфибол-эпидот-гранатовым комплексом минералов, в котором ведущую роль играют то амфиболы, то эпидоты. В этих прослоях повышенные содержания гидроокислов железа и рудных черных минералов. Из второстепенных обломочных минералов в пачке II постоянно в единичных зернах встречаются пироксены, турмалин, циркон.

В пачке III, представленной слоистыми глинистыми и карбонатными осадками, выявлено неоднократное чередование трех характерных комплексов тяжелых обломочных минералов: 1) амфибол-эпидот-гранатового, 2) слюдистого с заметным участием амфиболов, эпидотов, гранатов и 3) слюдистого с очень малым количеством указанных минералов. Слюды в основном зеленые.

Плиоценовые отложения представлены в основном карбонатными и глинистыми варвами (колонки 35—57). Минеральный состав крупноалевритовых фракций отличается от вышеописанных главным образом существенным сокращением содержаний амфиболов, слюд и повышением содержаний рудных минералов, среди которых попеременно доминируют магнетит, черные рудные, лейкоксен или гидроокислы Fe.

Среди нерудных минералов обычно преобладают эпидоты и гранаты. Лишь в нескольких прослоях (36сс, 43сс) в заметных количествах встречена также и роговая обманка. Амфибол-эпидот-гранатовая ассоциация, столь характерная для плейстоценовых отложений, обнаружена только в одном прослое (36сс).

Судя по минеральному составу, в плиоцене в район скв. 380А осадочный материал в основном поставлялся с водосборной площади, где развит метаморфический комплекс пород (Добруджа (?), Босфорская область). Из Дуная он поступал лишь в отдельные периоды.

В разрезе миоцена (колонки 60—80) литологический состав отложений весьма разнородный. В изученных образцах среди обломочных минералов наиболее характерен эпидот, содержания которого меняются от 1,8 до 17,3%. Иногда тяжелые подфракции заметно обогащены ильменитом и другими черными рудными немагнитными минералами и относительно повышены в них содержания граната, циркона, ставролита и некоторых других акцессориев. Характерно очень низкое содержание слюд.

Это позволяет заключить, что в миоцене основные источники питания данной области были скорее всего расположены в западной и южной частях водосбора.

Скв. 381. Минеральный состав голоценовых и верхнеплейстоценовых отложений в районе бурения скв. 381 известен по предыдущим исследованиям (ст. 4754-5). Для верхнеголоценовых илов характерна амфибол-эпидот-слюдисто-цирконовая ассоциация тяжелых обломочных минералов. В среднеголоценовых илах чередуются две ассоциации: слюдисто-эпидот-амфиболово-цирконовая и эпидот-амфибол-гранатовая. Оба комплекса сочетаются с заметными содержаниями циркона, слюд и титансодержащих минералов. Во всем разрезе голоценовых осадков встречены значительные количества черных рудных минералов.

В верхневюрмских илах развит эпидот-амфибол-гранатовый комплекс, в отдельных прослоях дополняемый значительными количествами слюд. Постоянно присутствуют циркон и титансодержащие рудные минералы. Для нижней части разреза характерны высокие содержания гранатов (до 18,3%). Пироксенов во всей колонке очень мало.

Состав тяжелых минералов ближе всего к составу выносов Дуная. Наличие нескольких комплексов минералов скорее всего связано с особенностями дифференциации осадочного материала при его переносе течениями и отчасти с поступлением наносов с Босфорской петрографической провинции.

Нижнеплейстоценовые отложения скв. 381, представленные терригенными глинистыми и алевритово-глинистыми илами, по составу тяжелых минералов аналогичны

соответствующим осадкам скв. 380/380А. Здесь также наблюдается чередование трех ассоциаций обломочных минералов: 1) эпидот-амфибол-гранатовой, 2) амфибол-эпидот-гранатово-слюдистой и 3) слюдисто-амфибол-эпидотово-гранатовой. Характерны высокие содержания гранатов, достигающие в отдельных прослоях 12,5%, постоянное присутствие циркона, турмалина, моноклинных пироксенов, которые в единичных прослоях составляют 4,9–5,7%. Из рудных обломочных минералов в больших количествах встречены в одних прослоях магнетит, в других – гидроокислы Fe.

Плиоценовые осадки по составу тяжелых минералов отличаются от плейстоценовых главным образом резким сокращением содержаний амфибола (до единичных зерен). Основную часть тяжелых подфракций здесь составляют сульфиды. Из обломочных минералов доминирует эпидот, а также в небольших количествах постоянно присутствуют гранат, реже – циркон, титансодержащие минералы и др. Для плиоценовых отложений характерно высокое содержание рудных, а в некоторых прослоях очень много магнетита.

По сравнению с плиоценовыми в исследованных образцах миоценовых отложений (свиты 7–9) крупноалевритовая фракция по минералогическому составу отличается прежде всего низким содержанием сульфидов и одновременно повышенным количеством обломочных минералов. Особенно здесь много эпидота, слюд (в основном зеленые, также биотит), значительно больше граната, титансодержащих (сфен) и некоторых других.

Источники терригенного осадочного материала в плиоцен-миоцене здесь были те же, что и для скв. 380/380А.

Исследование терригенных минералов в крупноалевритовых фракциях в разнотипных литологических пачках позднего кайнозоя дает основание рассмотреть некоторые черты терригенной седиментации в Черном море.

В восточной части водоема в отложениях плейстоцена скв. 379А выявлена неоднократная смена минералогических ассоциаций. Изменения минерального состава охватывают не только крупные литостратиграфические подразделения, но также и более мелкие интервалы. В одних случаях это было связано с поставкой осадочного материала с южных областей водосбора, в других значительную роль играли источники на востоке и севере Черного моря.

С начала плейстоцена примерно до позднего рисса основная часть терригенного материала в район скв. 379А поставлялась с кавказского водосбора, причем разрушались метаморфические комплексы пород. В последующее время существенную роль начал играть также южный водосбор – восточная и западная области Понтид, что отчетливо улавливается по высоким содержаниям моноклинных пироксенов, встречающихся в ассоциации с роговыми обманками и эпидотами.

Влияние наносов с северных областей отчетливо прослеживается в позднем и раннем риссе. Надо полагать, что тогда устье Дона выходило на край древнего шельфа, который, видимо, вдавался в море дальше, чем современный. Это предполагает глубокое падение уровня воды.

В юго-западной части моря, судя по составу тяжелых минералов в скв. 380/380А и 381, терригенная седиментация проходила при решающем вкладе северных и северо-западных источников. Минералогические ассоциации в плейстоценовых отложениях, в их ледниковых и межледниковых пачках различны и неоднократно чередуются. Это связано то с приближением, то с удалением главного источника Дуная от района бурения. Существенное влияние, кроме того, имели колебания уровня моря и связанные с ними периодические усиления эрозионных процессов на Добрудже, откуда поставлялись продукты разрушения метаморфических пород. Наносы, поставляемые реками Добруджи, решающую роль играли в плиоцен-миоценовом осадконакоплении, о чем свидетельствует широкое развитие в этих отложениях ассоциации метаморфических минералов. Большие содержания рудных обломочных минералов указывают на сравнительную близость источников осадочного материала к области седиментации. Судя по составу тяжелых подфракций, Дунай в это время в Черное море еще не впадал.

Эти данные согласуются с результатами геологических исследований побережья. По Н. Онческу [1960], в плиоцене на месте современных низовьев Дуная простиралось Внешнекарпатское озеро. В это время интенсивно эродировалась Добруджа, которая была приподнята и простиралась далеко на восток, охватывая почти всю область современного шельфа. Усиление эрозии обусловливалось не только поднятием, но и возросшей влажностью климата.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД ИЗ СКВ. 380А и 381

Осуществлено петрографическое изучение 16 тонких прослойков литифицированных илов из разных уровней разреза верхнего кайнозоя (скв. 380А и 381) юго-западной части Черного моря (табл. 4).

Помимо визуального описания в штуфах, состав пород исследовался в шлифах и иммерсионных препаратах. Осуществлялось прокрашивание штуфов и шлифов по методике Л. Штеренберга и др. [1972]. Минералогический состав пород уточнялся с помощью рентгенодифрактометрии по методике, применяемой американскими учеными [Bader et al., 1970]. Сделаны некоторые химанализы, осуществлено микрофотографирование.

Следует отметить, что микрозернистая структура пород существенно затрудняла точное определение под микроскопом количественного соотношения слагающих их различных карбонатных минералов. Отчасти это восполнялось дифрактометрией, с помощью которой уверенно определялись содержания кальцита, доломита, сидерита. Исключением явился анкерит, диагностика которого дифрактометрией оказалась неуверенной. Его присутствие определялось по оптическим константам и при прокрашивании шлифов по характерной синей окраске. Только с помощью прокраски определен Fe-кальцит.

Как показали комплексные исследования, прослои литифицированных отложений чаще состоят из карбонатов сложного состава (см. табл. 4): анкеритового и анкерит-доломитового мергеля, глинистого анкерит-доломита. Отдельные прослои представлены почти чистым доломитом, сидеритом и известковой фосфатной породой.

Анкеритовый мергель встречен в двух прослоях скв. 380А (обр. 59,1, 117—118 и 65,252—56) и в одном прослое скв. 381 (39,1,42—44). В штуфе мергель серый, светло-серый, беспорядочно пятнистый, крепкий с неровным изломом. Вскипает в 10%-ной HCl. В шлифе — желтовато-серый с основной микрозернистой анкерит-кальцитовой массой (рис. 10,б, см. вкл.). Встречаются реликты карбонатных раковин (фораминифер, иглокожих, моллюсков) размером до 0,06 мм, сложенных пелитоморфным или мелко-среднезернистым (0,05—0,25 мм) кальцитом. Около 10—15% алевритовой примеси представлено кварцем, плагиоклазами, мусковитом размером 0,01—0,02 мм. Большинство зерен кварца и полевых шпатов корродированы анкеритом, причем сильнее в глубже залегающем слое (обр. 65,2,52—56). Редки идиоморфные кристаллы плагиоклазов. Судя по реакции окрашивания и оптическим константам, кальцит составляет около 50—60%, анкерит — 10—20% породы, а остальная часть породы сложена глинистым материалом. В качестве небольшой примеси присутствуют микроконкреции пирита и пиритизированные рестительные остатки, углистое вещество, доломит, халцедон. По данным рентгенодифрактометрии, кальцит составляет 25—36% от кристаллической части осадка, качественно идентифицирован анкерит. Никаких других карбонатных минералов не обнаружено.

Анкеритовой породой сложены два прослоя скв. 380А (обр. 64,1,24—26 и 70,3,104—105). В штуфе — серого, желто-серого цвета порода, крепкая, с неровным фарфоровидным изломом. Слабо вскипает в 10%-ной HCl. В шлифе выявляется микрозернистая анкеритовая масса с небольшой примесью доломита. Встречены зерна кварца, кислых плагиоклазов, редко мусковита размером 0,005—0,05 мм, как правило, корродированные, а также карбонатный раковинный детрит. В качестве небольшой примеси присутствуют окисленные микроконкреции пирита, расти-

Таблица 4

Типы пород, слагающих прослои литифицированных отложений в скв. 380А и 381

Скважина	№ обр.	Глубина отбора образца, м	Порода	Возраст
380А	40,2,148–149	696,4	Сидеритовая	Плиоцен
	59,1,117–118	875,1	Анкеритовый мергель (цемент? конгломерато-брекчии)	Миоцен
	64,1,24–26	921,7	Анкеритовая	"
	64,4,20–22	926,2	Анкерит-доломитовый мергель	"
	65,2,52–56	933,0	Глинистая анкерит-доломитовая	"
	69,3,72–74	972,7	То же	"
	69,4,53–58	974,0	"	"
	70,3,104–107	982,5	Анкеритовая	"
	71,5,121–122	995,2	Глинистая анкерит-доломитовая	"
	74,3,107–109	1020,5	Анкерит-доломитовая	"
	73,1,58–60	1067,5	Глинистая анкерит-доломитовая	"
381	12,2,15–16	106,1	Доломитовый известняк в переслаивании с известковой слабофосфатной породой	Плейстоцен
	27,3,77–79	241,2	Сидеритовая	Плиоцен
	39,1,42–44	351,9	Анкеритовый мергель (цемент конгломерата)	Миоцен
	42сс	399,5	Доломит	"
	44сс	408,5	Аркозовый песчаник (цемент мелкогалечного конгломерата)	"
	45сс	418	Гравелитовый песчаник полимиктовый	"
	46сс	427,5	Аркозовый песчаник (цемент конгломерата)	"
	47сс	437	То же	"

тельный детрит, углистое вещество (частично ориентированное), окислы Fe. Опал-халцедоном выполняются поры.

Анкерит-доломитовый мергель (скв. 380А, обр. 64,4,20–22) в штуфе серого цвета средней крепости с неровным изломом, слегка пачкающим. Вскипает в 10%-ной HCl. В шлифе основная масса микрозернистая и представлена главным образом кальцитом и Fe-кальцитом. Анкерит и доломит выполняют поры и трещины. Присутствует пелитоморфный материал, вероятно глинистый. В породе рассеяны корродированные Fe-кальцитом зерна кварца размером 0,05–0,01 мм, пиритизированный растительный детрит, реликты карбонатизированных скелетов диатомей, мелкий раковинный детрит. Мелкие поры выполнены кварц-халцедоновым веществом. По данным дифрактометрии (табл. 5), кальцит составляет 27, а доломит 20% кристаллической части породы.

Глинистая анкерит-доломитовая порода слагает четыре прослоя в скв. 380А (обр. 69,4,53–58; 70,5,121–122; 73,1,58–60; 74,3,107–109). В штуфе – серого и желтовато-серого цвета, крепкая, с неровным, часто фарфоровидным изломом. Слабо или почти не вскипает в 10%-ной HCl. В шлифе основная микрозернистая масса сложена идиоморфно-зернистыми (ромбоэдрическими) кристаллами анкерит-доломита (рис. 10,*в*). Во всей породе рассеяны микроконкреции окисленного пирита, местами образующие микропрослойки, растительный детрит. Встречаются бурые пятна гидроокислов Fe. Зерна кварца, полевых шпатов и пластинки слюд (размером около 0,005 мм) редки. Все они корродируются анкерит-доломитом. Поры, образованные при растворении кальцитовых раковин фораминифер и рако-

Таблица 5

Результаты дифрактометрических исследований и химанализа, %

Скважина	№ обр.	Карбонатные минералы								
		кальцит	доломит	сидерит	арагонит	анкерит	родохрозит	Fe	Mn	Ti
380А	40,2,148–149	–	–	–	–	–	–	35,5	3,65	0,12
	59,1,117–118	36	0,0	0,0	0,0	+	0,0	1,48	0,16	0,08
	64,4,20–22	27	20	0,0	0,0	0,0	0,0	2,01	0,29	0,14
	65,2,52–56	25	0,0	0,0	0,0	+	0,0	2,55	0,30	0,12
	69,3,72–74	0,0	42	0,0	0,0	0,0	0,0	–	–	–
	70,3,104–105	0,0	0,0 (?)	0,0	0,0	0,0	+ (?)	3,20	0,19	0,09
	71,5,121–122	0,0	46	0,0	0,0	0,0	0,0	3,62	0,18	0,12
	73,1,58–60	0,0	50	0,0	0,0	0,0	0,0	3,76	0,15	0,07
381	12,2,15–16	10	0,0	+	0,0	0,0	0,0	2,46	0,17	0,14
	27,3,77–79	0,0	0,0	100	0,0	0,0	0,0	35,0	5,43	0,08
	42сс	0,0	97,0	0,0	0,0	0,0	0,0	–	–	–
	44сс	4,6	36,6	0,0	Сл.	0,0	0,0	1,21	0,04	0,17
	45сс	46	36,6	0,0	0,0	0,0	0,0	–	–	–
	46сс	0,0	34,3	0,0	0,0	0,0	0,0	1,07	0,03	0,18
	47сс	0,0	56,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,72	0,09	0,16

Примечание. + — присутствует.

винного детрита, частично или полностью выполняет анизотропное желтовато-буроватое вещество (опал?).

По данным дифрактометрии, в прослое глинистого анкерит-доломита из карбонатных минералов встречен только доломит, содержание которого составляет 42–50% кристаллической части осадка.

Доломит (скв. 381, обр. 42сс). В штуфе — серый, крепкий, с неровным раковистым изломом. Слабо вскипает в 10%-ной HCl. В шлифах основная микрозернистая масса (0,005–0,001 мм) сложена неправильными и ромбоэдрическими кристаллами доломита с небольшой примесью кальцита (крупные зерна, корродированные доломитом). Встречены немногочисленные зерна кварца и полевых шпатов с корродированными доломитом краями. Характерна заметная корродированность вторичного опал-халцедон-кварцевого вещества, выполняющего поры. В породе рассеяны окисленные микроконкреции пирита и их сростки, углефицированные растительные остатки, желто-бурые пятна гидроокислов Fe. По данным дифрактометрии, доломит в этом прослое составляет 97% кристаллической части осадка.

Сидеритовая порода и сидерит (скв. 380А, обр. 40,2,148–149; скв. 381, обр. 27,3, 77–79). Прослои сложены сидеритовой породой бледно-желтого и желтовато-бурого цвета, плотной, крепкой, с неровным изломом. В 10%-ной HCl не вскипает. В шлифе порода характеризуется сидеритовой микрозернистой микропористой основной массой с перекристаллизованными реликтами пресноводных диатомей (рис. 10,*а*). Зерна сидерита размером менее 0,05 мм неправильные изометричные и ромбоэдрические. Присутствуют также кальцит, Fe кальцит и анкерит-доломит. При больших увеличениях отчетливо видна первичная диатомовая структура основной массы породы. Диатомеи округлой, цилиндрической и бочонковидной формы размером 0,01–0,1 мм замещены сидеритом почти полностью. Наблюдаются редкие полости раковин фораминифер, местами выполненные кремнеземом или среднезернистым кальцитом. В породе встречены небольшая примесь (несколько процентов) частично корродированных зерен кварца и плагиоклазов, немногочисленные пластинки мусковита. По микротрещинам, выполненным пелитоморфным и мелкокристаллическим кальцитом, скапливаются микроконкреции пирита. По данным химанализа, порода характеризуется высокими содержаниями Fe и Mn

(35,5 и 5,43–3,65% соответственно). Дифрактометрией выявлено, что прослой (скв. 381, обр. 27,3,77–79) нацело состоит из сидерита.

Обр. 12,2,15–16 (скв. 381) состоит из двух разнородных маломощных слоев: светло-серого и бурого с мелкими светло-серыми линзочками. Светло-серый слой мощностью около 0,5 см средней крепости сложен смесью доломита и Fe-кальцита, вероятнее всего – доломитизированным известняком. Бурый прослоек сложен известковой породой с фосфатным цементом, крепкой, с неровным изломом. В шлифе порода неравномерно-зернистая (мелко- и микрозернистая пелитоморфная). В желто-буром изотропном цементе погружены многочисленные правильные и неправильные ромбоэдры анкерита и доломита, вероятно, и сидерита размером 0,008–0,02 мм (рис. 10,*г*). Наличие P определено качественной реакцией с молибденовокислым аммонием и химанализом (1,95% P_2O_5). На присутствие фосфатов указывает и высокий показатель преломления цемента (> 1,54). По данным дифрактометрии диагносцирован кальцит (10%) и сидерит. Химанализ показал заметное обогащение ОВ (1,97% $C_{орг}$).

Доплиоценовая конгломерато-брекчия, судя по результатам изучения четырех образцов, в разных частях разреза имеет неодинаковый петрографический состав. Малые размеры штуфов не позволяют охарактеризовать состав породы с достаточной полнотой. Нам удалось получить больше сведений о составе связующей массы, нежели о самих сцементированных обломках.

Связующая масса мелкогалечного конгломерата в обр. 44сс (скв. 381) представлена мелкозернистым аркозовым песчаником алевро-псаммитовой структуры (размеры зерен 0,04–0,25 мм). Он состоит в основном из изометричных и таблитчатых кристаллов кислых и средних плагиоклазов (50–60%), неправильных зерен кварца (15–20%). В качестве небольшой примеси присутствуют обломки кислых изверженных пород, кварцитов, сланцев, амфиболов, авгита, хлорита, эпидот-цоизита, пирита и гидроокислов Fe. Встречаются псевдоолитовые образования, выполненные пелитоморфным карбонатом. Цемент – анкерит-доломитовый микрозернистый (0,005–0,05 мм) базального типа, почти всегда корродирует края обломочных минералов.

Сходного состава цемент и в более низких горизонтах конгломерато-брекчии (скв. 381, обр. 46сс; 381, 47сс, рис. 11 и 12, см. вкл.). Однако зерна полевых шпатов, среди которых немало средних плагиоклазов, более изменены (хлоритизированы, серицитизированы, каолинизированы). Кроме того, они сильнее корродированы цементом, вплоть до полного замещения анкерит-доломитом. Последнее характерно и для кварца. По данным дифрактометрии, в указанных образцах среди карбонатных минералов диагносцирован доломит (34,3–56,0%) и лишь в одном из них (обр. 44сс), кроме того, кальцит (4,6%).

Ближе к верхней части толщи конгломерато-брекчии взят образец гравелитового песчаника, состоящего из обломков алевролитов, аркозовых песчаников, аргиллитов, кварцитов, доломитизированных известняков, кварца, плагиоклаза (в основном среднего), раковинного детрита. Порода сцементирована мелко- и мелкозернистым кальцитом светло-серого цвета и серым анкерит-доломитом. По трещинам местами развивается волокнистый карбонат. Встречаются оолитовые и псевдооолитовые образования. Оолиты округлой формы со слабо выраженным концентрическим строением состоят из пелитоморфного карбоната с корродированными зернами кварца в ядрах. В породе встречаются редкие обломки кальцитовых (?) раковин остракод и брахиопод, рассеяны микроконкреции пирита (в основном на участках развития пелитоморфного карбоната) и пиритизированный растительный детрит. Поры частично выполнены опал-халцедон-кварцевым материалом, частично – волокнистым карбонатом.

По данным дифрактометрии, из карбонатных минералов в породе обнаружен доломит (36,6%) и кальцит (46%).

Результаты петрографического изучения прослоев литифицированных отложений однозначно свидетельствуют о диагенетической их природе. Мы сталкиваемся здесь с разнообразными превращениями карбонатного материала в процессе диагенеза и, видимо, раннего катагенеза осадочной толщи. Самый верхний среди изученных про-

слоев в скв. 380А находится на глубине 696 м от поверхности дна, а в скв. 381 — на глубине 106 м. По данным П.Н. Куприна и др. [Kuprin et al., 1978], глубже 200 м резко возрастает прочность отложений. Они становятся уже непластичными и характеризуются переходными физическими свойствами к породам. Роль цементации особенно значительна глубже 650—700 м. Прослои изученных литифицированных осадков развиты в пределах переходной зоны и в зоне цементации. Обращает на себя внимание избирательный характер литификации. Как свидетельствуют данные петрографического анализа, этот процесс связан с замещением разнородного осадочного материала анкерит-доломитом или сидеритом, причем доломитизация в отдельных прослоях сопровождается образованием фосфатов. Сидеритовое замещение отчетливо тяготеет к прослоям диатомита, анкерит-доломитовое наблюдается в илах более разнообразного состава. Находки раковинно-детритового материала свидетельствуют о некоторой приуроченности анкерит-доломитового замещения к илам, богатым раковинами первично арагонит-кальцитового состава.

С глубиной в литифицированных илах все ярче проявляется коррозия карбонатами обломочного материала (кварца, плагиоклазов, особенно среднего состава, калиевых полевых шпатов), который иногда почти полностью замещается анкерит-доломитом. Сохраняется очень мало реликтов раковин. Это объясняется усилением катагенетического растворения обломочного материала.

ЦЕОЛИТЫ

Цеолиты в отложениях плейстоцена и плиоцена встречены во всех скважинах, пробуренных с БС "Гломар Челленджер", а также в колонках голоценовых илов, в частности отобранных в районе бурения скв. 379 и на материковом склоне синопского полигона. Однако в подавляющем большинстве случаев кристаллики цеолитов размером 0,01—0,001 мм либо единичны, либо их содержание не превышает десятых долей процента. В большинстве образцов, полученных при глубоководном бурении, цеолиты не были обнаружены вообще. Лишь в тонких (несколько миллиметров) прослоях алевролитов и песков содержание цеолитов может составлять несколько процентов. В скв. 379А в обр. 10,3,85—93 было зафиксировано до 6% цеолитов. В скв. 380 и 380А, в плиоценовой части разреза, в интервале колонок 73—80 обнаружено несколько тонких прослоев с повышенным содержанием цеолитов. В верхней части (колонки 73) этот интервал сложен ритмическим чередованием темно-серых слабокарбонатных пиритизированных глин, серых слюдистых алевритовых глин и серого слабокарбонатного песка или песчаного алеврита. Максимальное содержание цеолитов (11%) в этой колонке зафиксировано в обр. 73,2,5—18 при отсутствии вулканического стекла. Колонка 74 сходна с предыдущей, но отличается более редкими и тонкими прослоями алевритов и прослоями, обогащенными доломитом. В этой колонке (секция 2, 145 см) по бортовым определениям в "мазках" обнаружен "цеолитовый" алевритовый песчаник с максимальным содержанием цеолитов — 20%. Вулканическое стекло вместе с тем не наблюдалось.

Колонка 75 сложена зеленовато-черными микрослоистыми сланцеватыми глинами с прослоями алевритов и песков. Здесь также в прослое известкового глинисто-песчаного алевролита обнаружено до 20% цеолитов. Установлено также около 1% вулканического стекла.

Колонки 76, 77 и 78 сходны литологически с вышележащими отложениями, но отличаются отсутствием доломита и более тонкими алевритовыми прослоями. Прослои, обогащенные цеолитами, обычно тоньше 5 мм. Цеолиты в них составляют не более 15—17%. Вулканическое стекло присутствует в незначительных количествах.

Колонка 79 сложена в основном слабокарбонатными сланцеватыми черными глинами, содержащими прослои доломитов. Максимальное содержание цеолитов в этой колонке около 2%, вулканического стекла (в этом же образце, секция 2, 144 см) — 10%.

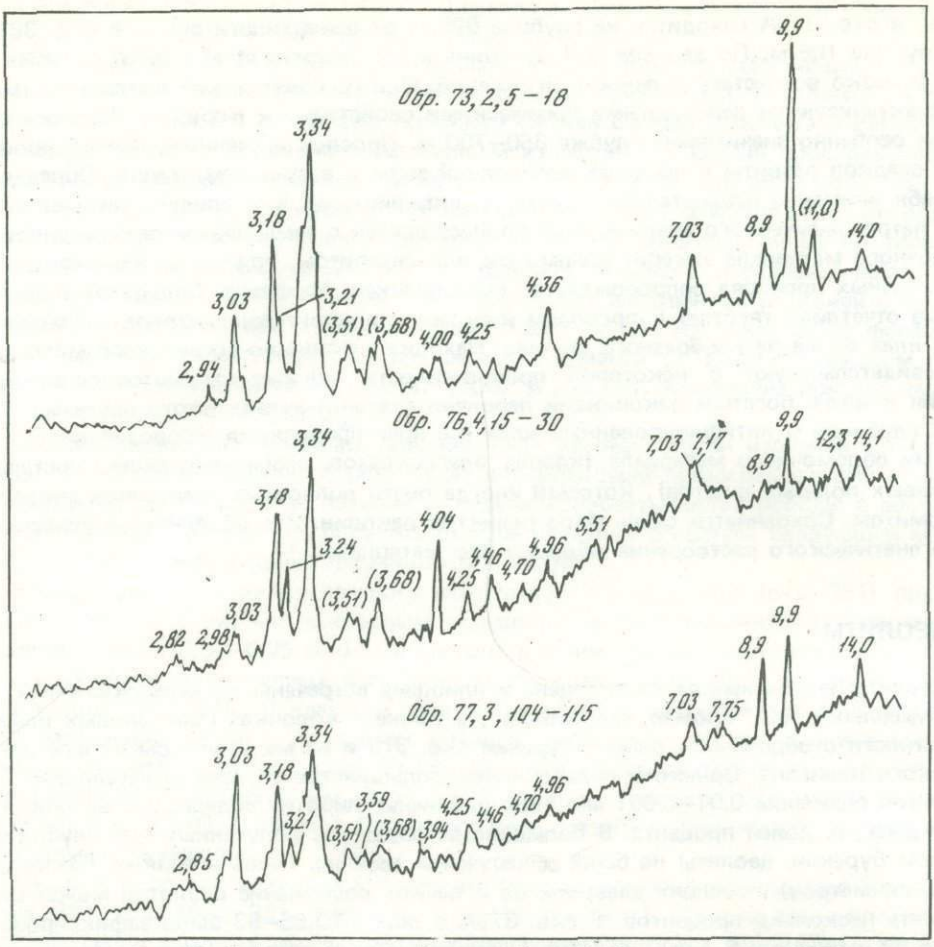


Рис. 13. **Дифрактограммы "валовых" проб образцов из скв. 380А**

Колонка 80 сложена черными сланцеватыми известковистыми глинами, не содержащими доломита. Цеолиты и стекло в сумме составляют не более 5%.

Рентгеновскому исследованию были подвергнуты образцы из трех прослоев скв. 380А, обогащенных цеолитами (рис. 13). В обр. 73,2,5–18 содержание цеолитов 11%, в обр. 76,4,15–30 – не более 4–5%, в обр. 77,3,104–115 – до 15–16%. Как видно из рентгенограмм, для всех образцов характерно высокое содержание кварца (рефлекс 3,34 Å), слюд и гидрослюд (рефлекс 9,9 Å), полевых шпатов, преимущественно кислых плагиоклазов (рефлекс 3,18 Å) и низкомагнезиального кальцита (рефлекс 3,03 Å).

На основании рентгеновского анализа содержание кварца оценивается на 10–15%, полевых шпатов – 12–18%. Количество кальцита, по данным химанализа, в обр. 73,2,5–18 составляет 6,6%, $SiO_{2\,аморф}$ – 1,58%, $C_{орг}$ – 0,3%. Цеолиты определяются по четкому рефлексу 8,9 Å и более слабому рефлексу в области 3,95 Å, который значительно лучше фиксируется на рентгенограммах фракций 0,01–0,001 мм бескарбонатной части образцов.

Своеобразно распределение в исследованных образцах глинистых минералов. В валовых пробах явно превалируют аллотигенные гидрослюды (гидратированный мусковит) с острым рефлексом 9,9 Å. В подчиненном количестве представлен монтмориллонит (рефлекс с максимумом при 14 Å, иногда в области 12 Å). Еще более четко это преобладание гидрослюд наблюдается на рентгенограммах фракций 0,01–0,001 и $>$ 0,01 мм. В некарбонатной части образцов во фракциях с размером частиц в 1 мкм и менее соотношение глинистых минералов другое (рис. 14).

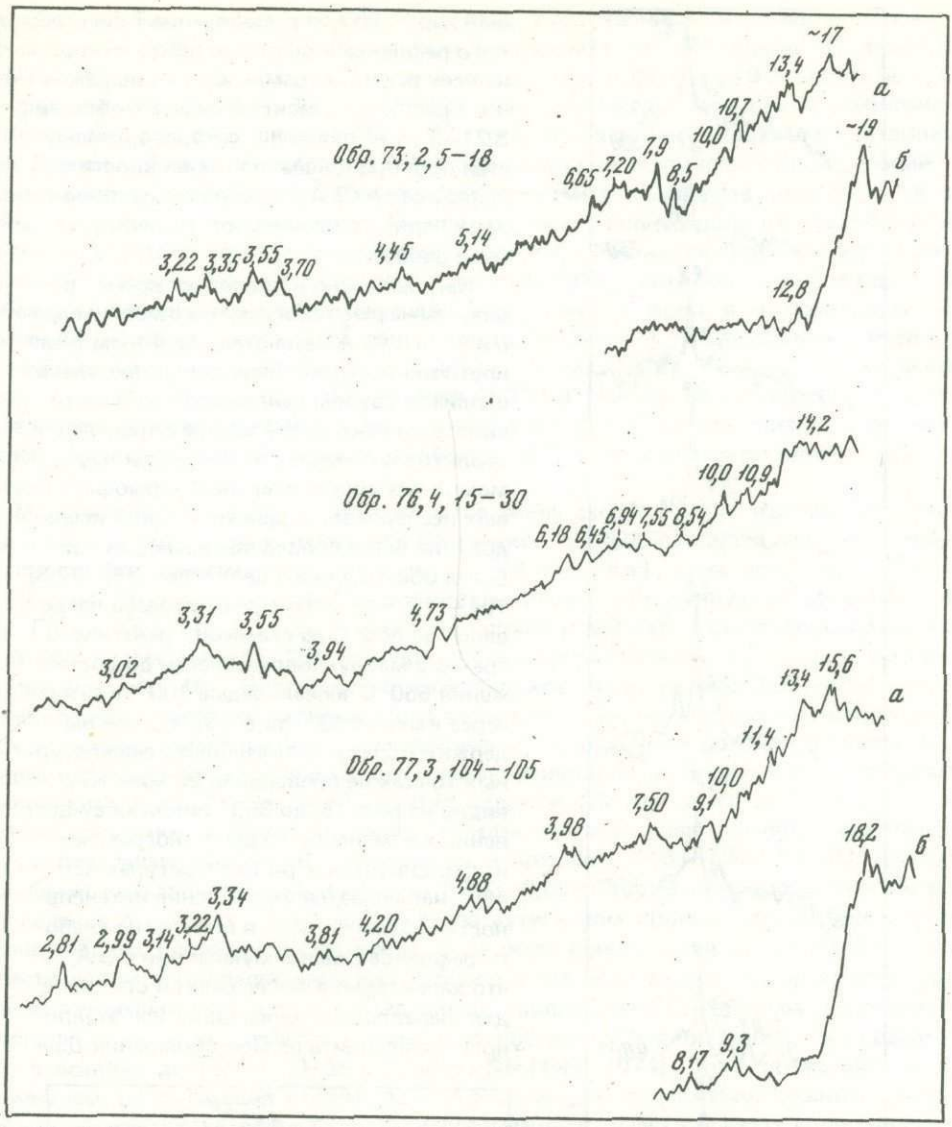
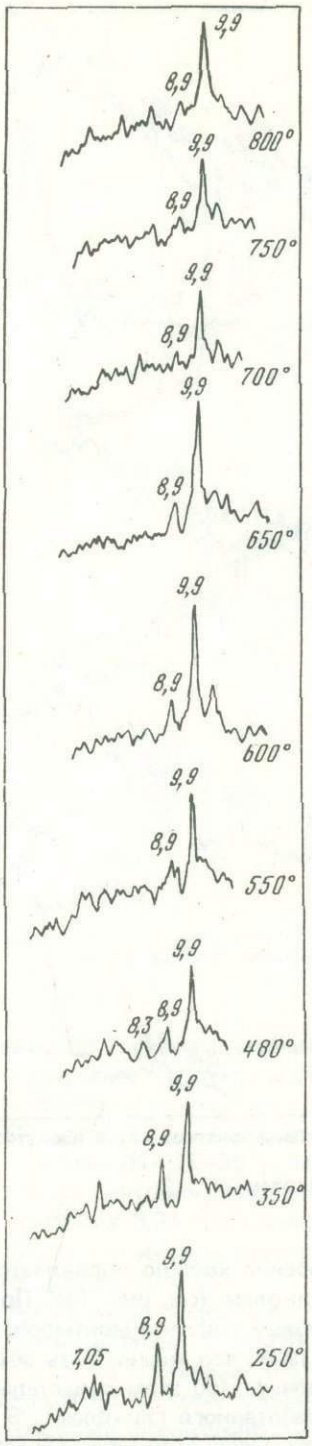


Рис. 14. **Дифрактограммы глинистых фракций <1 мкм некарбонатной части цеолитсодержащих образцов из скважины 380А**

Образцы: *а* — воздушно-сухие, *б* — насыщенные гликолем

Здесь явно преобладает монтмориллонит, что особенно хорошо проявляется на рентгенограммах образцов, насыщенных этиленгликолем (см. рис. 14). Примечательно то, что при насыщении этиленгликолем первый рефлекс монтмориллонита фиксируется не в области 17 Å, а в области 18–19 Å, что может быть объяснено наличием природно насыщенного ОВ монтмориллонита (об этом свидетельствует и рефлекс в области 17 Å обр. 73,2,5–18, не обработанного гликолем). В качестве примеси присутствуют смешанослойные фазы. Особый интерес представляет интерпретация на рентгенограммах природы рефлекса с максимумом около 7 Å. Естественно предположить, что он связан с примесью каолинита, тем более что на рентгенограммах фиксируется и слабый рефлекс с максимумом в области 3,65 Å (см. рис. 13). Однако одной только примесью каолинита нельзя объяснить сохранение семиангстремного рефлекса на дифрактограммах крупных фракций 0,01–0,001 и > 0,01 мм при значительном ослаблении его вплоть до уровня фона во фракциях менее 1 мкм (см. рис. 14). Это обстоятельство, а также асимметрич-



ный характер или расщепление 7-ангстремного рефлекса и особенно присутствие на всех рентгенограммах четко выраженного рефлекса с максимумами в области 3,21–3,24 Å, величина которого изменяется пропорционально интенсивности рефлекса при 7 Å, позволяет предположить наряду с каолинитом наличие примеси филлипсита.

Как выяснено в последнее время, рефлексы на рентгенограммах с максимумами 8,9 и 3,95 Å являются надежным диагностическим критерием для установления цеолитов группы гейландита—клиноптилолита, однако более точное определение цеолитов в пределах этой группы невозможно без дополнительных термофазовых исследований. Два типа таких исследований были проведены нами для наиболее обогащенного цеолитами обр. 77,3, 104–115. В первом случае образец нагревался до 800°С со съемкой рентгенограмм в малоугловой области до достижения 550°С через каждые 100°, а затем через каждые 50° (рис. 15). Время выдержки образца в указанных температурных точках не превышало 20 мин. Как видно из рис. 15, до 350° никаких существенных изменений на рентгенограммах не фиксируется. При температурах 450–480° наблюдается уменьшение интенсивности рефлекса 8,9 Å и появление слабого рефлекса с максимумом при 8,3 Å, что характерно в более резкой степени и для параллельно снимавшегося эталонного гейландита из месторождения Дзег-

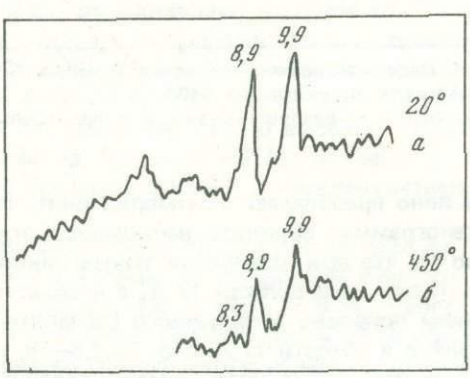


Рис. 15. **Динамические термофазовые исследования фракции 0,001–0,01 мм, обр. 77, 3, 104–115 (скв. 380А)**

Рис. 16. **Изотермическое термофазовое исследование фракции 0,001–0,01 мм, обр. 77, 3, 104–115 (скв. 380А)**

Дифрактограммы образцов: *а* — исходного, *б* — выдержанного в течение 15 ч при 450°С

ви. Дальнейший нагрев до 650°С никаких существенных изменений, кроме исчезновения рефлекса 8,3 Å, на рентгенограммах не обусловил. С температуры 700° четко фиксируется резкое ослабление рефлекса 8,9 Å вплоть до уровня фона рентгенограмм[1]. Таким образом, термостойкость этой самой стабильной цеолитовой фазы оказалась на 50—100° ниже, чем у клиноптилолитов месторождений Дзегви и Айдаг. Интерпретировать результаты термофазовых исследований можно следующим образом: образец содержит смесь гейландита (или близкой к гейландиту фазы) и кальциевого клиноптилолита с пониженной термостойкостью. Последняя фаза в образце преобладает и близка к клиноптилолиту из альбских отложений района г. Канева [Шуменко, Шимкус, 1977], хотя каркасные сферы кристобалита и тридимита, характерные для каневских образцов, в черноморских отложениях не обнаружены. Этот вывод подтверждается и термофазовыми исследованиями по методике, предложенной Боулсом [Boles, 1972]. Тот же образец выдерживался изотермически при температуре 450°С в течение 15 ч (рис. 16). В результате интенсивность рефлекса с максимумом 8,9 Å несколько снизилась и появился слабый рефлекс с максимумом при 8,3 Å, что соответствует "фазе В" гейландита.

Морфологически кристаллики цеолитов очень сходы с теми, которые встречены в отложениях мела и палеогена [Шуменко, 1971]. Кристаллы обычно единичны, с хорошо ограненными концами (рис. 17, 18, см. вкл.), реже встречаются их сростки (рис. 19, см. вкл.). Многие кристаллы имеют уплощенную таблитчатую форму. Грани пинакоидов {001} и {$\bar{1}$01} придают им четко выраженный моноклинный облик (см. рис. 17, 18). Нередки также призматические брусковидные кристаллы (см. рис. 19). Большинство кристалликов имеет размер 0,001—0,01 мм, приближаясь к верхней границе этого интервала. Однако встречаются отклонения как в сторону уменьшения, так и увеличения их размеров до 0,02—0,03 мм. Изредка наблюдаются удлиненные шестоватые кристаллики, сходные с кристаллами филлипсита (рис. 20, см. вкл.), однако характерные для этого цеолита крестообразные двойники не были встречены. Показатели светопреломления, определенные в иммерсионных жидкостях, колеблются в пределах 1,483—1,487 ± 0,003. Двупреломление кристаллов очень низкое — 0,003—0,005. Форма кристалликов и их распределение в осадках свидетельствуют об аутигенном происхождении большинства черноморских цеолитов. Естественно, возникает вопрос о связи цеолитов с пирокластическим материалом осадков Черного моря. Как видно из карт распространения различных минералов, составленных Мюллером и Стоффсрсом, вулканическое стекло часто встречается у турецкого побережья Черного моря, где содержание его в осадках достигает 10—26% [Müller, Stoffers, 1974]. Хотя этими авторами отмечалась цеолитизация стекла, однако максимумы содержания цеолитов и стекла на их картах не совпадают. В исследованных нами образцах вулканическое стекло без каких-либо признаков цеолитизации в небольших количествах отмечалось во всех образцах. Судя по показателям светопреломления (1,500 и менее), преобладает стекло кислого состава, однако встречаются обломки стекла и с показателями светопреломления > 1,500, также не подверженные цеолитизации.

В плейстоценовых отложениях скв. 380А встречено два прослойка витрокластических туфов (обр. 37,5,103 и 41,3,55), для которых цеолиты не отмечены. Наоборот, в скв. 379А, для образцов которой вулканическое стекло менее характерно, как отмечалось выше, обнаружен прослой, обогащенный цеолитами. Таким образом, никакой связи между содержанием вулканического стекла и цеолитов по материалам бурения с БС "Гломар Челленджер" не обнаруживается. Аутигенные диагенетические цеолиты черноморских осадков, подобно другим аутигенным материалам, образовались из поровых растворов без непосредственной связи с пирокластикой.

---

[1] Гарантией исключения влияния условий эксперимента может служить стабильность рефлекса 9,9 Å, обусловленного примесью гидрослюды.

ФАЦИИ И ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ ЧЕРНОГО МОРЯ В ПОЗДНЕМ КАЙНОЗОЕ

С точки зрения литологического состава, резрез донных отложений и пород, вскрытых скважинами глубоководного бурения, является достаточно разнообразным. В нем содержится множество генетических типов осадков, которые отражают неоднократные изменения условий седиментации в Черноморском водоеме в позднекайнозойское время (от позднего миоцена доныне). Анализ данных комплексного и всестороннего исследования кернов бурения, полученных в результате работ большого коллектива ученых [Ross, Neprochnov et al., 1978], дает возможность раскрыть многие стороны осадочного процесса, протекавшего в обстановках седиментации, существовавших в пределах Черного моря ранее и значительно отличающихся от современных условий. С этой целью был применен литолого-фациальный анализ, в основу которого положена совокупность признаков, характеризующих как сами осадки, так и обстановку их формирования.

Среди первичных (генетических) признаков типов донных отложений следует выделить цвет и текстуры, детально описанные во время бурения. Их правильная интерпретация в значительной степени облегчает реконструкцию палеоусловий осадконакопления. Большое внимание при фациальном анализе уделено вещественному и минералогическому составу отложений, гранулометрии зерен и обломков, слагающих осадки, их геохимическим особенностям. Часть этих вопросов подробно рассмотрена ранее.

Значительная информация о физико-географических условиях среды седиментации была получена из ряда работ, посвященных изучению флористических и фаунистических комплексов, содержащихся в осадках диатомей [Schrader, 1978; Jouse, Mukhina, 1978], кокколитов [Percival, 1978], бентоносных фораминифер [Gheorghian, 1978], остракод [Olteanu, 1978; Benson, 1978] и др. Климатические условия в Черноморском бассейне восстановлены по данным изучения спор и пыльцы [Traverse, 1978; Koreneva, Kartashova, 1978].

ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ

Позднекайнозойские фации Черного моря и предполагаемая их корреляция представлены на рис. 21 (см. вкл.).

Наиболее древние отложения, датируемые поздним миоценом (возможно, и древнее), составляют нижнюю часть скв. 381 (колонки 51–54). Это серые и темно-серые слоистые алевролиты. Большей частью они состоят из мелкоалевритовой фракции и имеют среднюю сортировку, Md = 0,012÷0,016 мм. Более 25% осадка составляют полевые шпаты и кварц, причем преобладают полевые шпаты, главным образом плагиоклазы. Карбонаты, за исключением сидерита, который встречен в виде небольших (до 2 см) прослоев, здесь отсутствуют. Терригенный комплекс тяжелых минералов характеризуется высоким содержанием эпидот-цоизита, лимонита, хлорита и повышенными количествами рудных черных минералов, лейкоксена, граната, сфена, андалузита и др. В глинистой части осадка преобладают иллит и хлорит.

Ассоциация пыльцы теплолюбивой гористой флоры Engelhardia позволяет заключить, что климат в это время был теплый, субтропический и благоприятствовал развитию хвойной растительности на территории водосбора. Водоем был пресноводным и скорее всего имел восстановительные условия, о чем свидетельствуют достаточно темный цвет отложений, отсутствие следов жизнедеятельности в тонкослоистых алевролитах, а также присутствие сидерита.

Осадочный материал, видимо, поставлялся в водоем не только с юга, но и с более отдаленных источников на северо-западе, что привело к увеличению содержания устойчивых терригенных минералов. Как минералогический, так и гранулометрический состав свидетельствует об относительно хорошей динамической сортировке осадочного материала, обусловленной, видимо, небольшой глубиной водоема. Вышезалегающие отложения (колонка 51) образовались в результате тектониче-

ских подвижек и представлены брекчией, состоящей из деформированных неконсолидированных терригенных осадков.

Следующая по разрезу фация озерных оливково-темно-серых глин (скв. 381, колонки 48–50) также в других скважинах не встречена. В гранулометрическом составе глин прежде всего заметно относительное увеличение содержания пелитовых фракций и уменьшение алевритовых, Md осадков понижено, а их сортировка плохая. В комплексе терригенных минералов существенных изменений нет, за исключением несколько большего содержания минералов группы эпидота. Карбонаты полностью отсутствуют, нет также и сидерита. Более резко отличается состав глинистой части осадка в результате значительного увеличения содержаний монтмориллонита. Это указывает на существенное изменение источников питания: в первую очередь, видимо, уменьшилась поставка осадочного материала с северо-западных, более дальних провинций. Высокие содержания монтмориллонита позволяют считать, что существовала тесная генетическая связь с источниками Юго-Западной Турции, где распространены пирокластические породы. По данным изучения диатомей [Schrader, 1978], водоем был пресноводным ($S < 3‰$), а климат оставался теплым, как и ранее. Темные цвета осадков и обилие в них пирита могут свидетельствовать в пользу недостаточности кислорода в придонных слоях озера.

Начало разреза миоцена в скв. 380А представлено фацией черных алевролитов мелководного моря (колонки 73–80). Это в основном зеленовато-черные, сланцеватые отложения с прослоями доломита и песчано-алевритового материала, обогащенного цеолитами. Отложения слоисты, местами слоистость очень тонкая и отдельные микрослои не превышают 1 мм. В некоторых интервалах достаточно четко прослеживается постепенный переход от песчано-алевритовых отложений к тонким пелитовым глинам. Такая цикличность характерна для колонки 73, где в интервале 40 см было выявлено 10 циклов, различающихся по цвету, гранулометрическому и минеральному составу. В песчано-алевритовых прослоях преобладают кварц и полевые шпаты, соотношения между которыми очень разнообразны. Слои доломита обычно очень тонкие и содержат до 90% доломита. Цеолитами обогащенные слои имеют до 20% аутигенных цеолитов, основную же часть здесь составляют кварц и полевые шпаты. В ассоциации с цеолитами находятся также слюды и аутигенные минералы – пирит, кальцит, иногда доломит. Вулканическое стекло присутствует только спорадически, и признаков его цеолитизации не наблюдалось. Отсутствие прямой корреляции между вулканическим стеклом и цеолитами указывает на диагенетическое происхождение последних. В глинистой части осадка преобладает иллит, а монтмориллонит имеет подчиненное значение. Среди терригенных тяжелых минералов характерны эпидот-цоизит и гранат. Черные алевролиты значительно обогащены органическим веществом и практически не содержат карбонатов, исключая прослои доломита.

Черный цвет отложений свидетельствует, что условия в водоеме были еще более восстановительными. Мелкие бентосные фораминиферы указывают на осолонение водоема [Gheorghian, 1978]. Климат, по данным пыльцевого анализа, сохранился теплый, хотя тенденция к похолоданию уже чувствовалась, на что указывает вымирание флоры Engelhardia. Формирование доломитовых прослоев, видимо, было хемогенным.

Выше по разрезу отмечен фациальный переход к черным алевролитам, переслаивающимся с известковыми отложениями и прослоями доломитов (скв. 380А, колонки 69–72). Цвет осадков меняется от зеленовато-темно-серого к зеленовато-черному. В глинистой части отложений преобладает иллит, затем следует монтмориллонит. В тяжелой подфракции здесь отмечаются высокие содержания черных рудных минералов, эпидот-цоизита и граната. Из аутигенных встречаются цеолиты, пирит, а также карбонаты. Наиболее характерно присутствие слоев доломита, обычно очень тонких, более чем на 80% состоящих из кристаллов доломита. В небольших количествах обнаружены магнезиальный и обычный кальцит. В вертикальном разрезе можно проследить постепенное изменение осадков от практически бескарбонатных к обогащенным карбонатами. Выделенная фация является переход-

ной от черных алевролитов мелководного моря к циклическим озерным отложениям, залегающим выше.

Образование прослоев хемогенного доломита скорее всего происходило в мелком море. По данным пыльцевого анализа, климат был теплый. Восстановительные условия по сравнению с началом формирования этой фации проявлялись значительно слабее, хотя полностью не исчезли. В осадках много ОВ, разложение которого, вероятно, существенно препятствовало сохранению карбонатов. Значительную роль в питании играли источники Юго-Западной Турции, поставлявшие алевритовый материал из областей выветривания вулканогенных пород.

Залегающие выше циклы карбонатно-глинистых отложений (скв. 380А, колонки 60—67) представлены четырьмя литологическими типами. 1. Микрослоистые сланцевые глины, обогащенные органическим веществом зеленовато-черного цвета. В небольшом количестве они содержат диатомеи, а основную часть здесь составляют глинистые минералы — иллит и монтмориллонит. 2. Микрослоистые светло-серые карбонатные илы, в которых карбонаты часто представлены арагонитом или кальцитом; арагонит встречается в виде белых микрослоев, а микрослоистость выражена достаточно четко. В колонке 63 на интервале 7,2 см содержится 81 пара микрослоев, вероятно, отражающих годичные циклы седиментации. 3. Карбонатно-глинистые неслоистые зеленовато-темно-серые илы со следами роющих организмов. 4. Светло-оливково-серые доломиты.

Эти четыре типа отложений переслаиваются с небольшими изменениями, и толщина циклов измеряется десятками сантиметров.

Минералогический состав каждого типа осадков меняется, но в целом для отложений этой фации характерно резкое уменьшение полевых шпатов (отношение кварц/полевые шпаты > 1), отсутствие цеолитов и большое разнообразие карбоновых минералов (кальцит-магнезиальный кальцит-арагонит-доломит). Среди терригенных минералов высокое содержание имеют черные рудные, гранат, хлорит, лейкоксен, апатит, сфен, в меньшей степени — эпидот.

Причина цикличности отложений пока недостаточно выяснена. Скорее всего седиментация шла в соленом озере с неравномерной поставкой терригенного материала. Во время накопления карбонатов, видимо, на водосборе климат был менее влажен и терригенный материал поступал слабо. В такие периоды в зависимости от гидрохимических условий среды седиментации происходило образование различных карбонатных минералов. Водоем к этому времени из солоновато-морского превратился в соленое озеро. Брекчия, которая встречена в скв. 380А (колонки 58—59), указывает на значительное обмеление бассейна, после чего следовала трансгрессия, резко поднявшая уровень вод Черного моря.

Отложения, представляющие фации, выявленные в скв. 380А (колонки 60—80), были встречены и в скв. 381 (колонки 39—47), однако в результате малого выхода керна в этой скважине собраны только отдельные их фрагменты, что не дает возможности проследить фациальные различия в отложениях, вскрытых этими двумя скважинами. Необходимо отметить, что встреченные в скв. 381 доломиты отложились и были изменены ранними диагенетическими процессами в условиях приливного берега под действием субаэральных факторов [Stoffers, Müller, 1978].

Таким образом, имеется много доказательств, что в позднем миоцене седиментация шла еще в мелководном водоеме. Затем последовала мощная трансгрессия, которая в геологическом разрезе отражена перерывом и сменой фациальных обстановок. Продолжительность перерыва неизвестна, а по времени он отвечает концу миоцена — началу плиоцена.

В колонке 57 (скв. 380А) имеется несколько типов отложений, образовавшихся в результате оползания и суспензионной деятельности. Эта фация обозначает начало седиментации после перерыва и представлена в основном тонкослоистыми зеленовато-темно-серыми алевролитами и микрослоистыми зеленовато-светло-серыми карбонатно-глинистыми осадками, аналогичными по составу отложениям, представляющим фацию озерных циклических карбонатно-глинистых илов. Здесь встречены разнообразные карбонаты: кальцит, магнезиальный кальцит, доломит и арагонит, а среди терригенных минералов преобладает кварц. Содержание поле-

вых шпатов значительно уступает кварцу. Терригенные отложения имеют градационную текстуру.

Выше залегает фация морских глин и алевролитов, обогащенных диатомеями (скв. 380А, колонка 56 и скв. 381, колонки 36–38). Основную часть отложений представляют глины с характерными тонкими прослоями арагонитовых илов, в которых арагонит иногда составляет более 70%. Нередко здесь наблюдается также повышенное содержание магнезиального кальцита. Среди терригенных минералов преобладает кварц, которого в несколько раз больше, чем полевых шпатов. В тяжелой подфракции очень много сульфидов, присутствуют также эпидот, сфен, черные рудные минералы. Глины имеют черный или темно-серый цвет с оливковым оттенком из-за высокого содержания органического вещества (иногда $C_{орг} > 6\%$). В глинистой части осадка много монтмориллонита, а также иллита.

Комплекс диатомей, содержащийся в глинах, указывает на морские условия с $S > 17\%$ [Schrader, 1978]. По-видимому, он соответствует понту–мэотису. Кроме диатомей, о солености вод свидетельствуют также микрофауна Bolivina и кокколиты Braarudosphaera bigelowi. По данным изучения пыльцы, климат был теплый. Осадочный материал в большом количестве поступал с юга, на что указывают достаточно высокие содержания монтмориллонита.

Изменение среды осадконакопления на следующем этапе отразилось в фациальной смене глин. Выше по разрезу в скв. 380А (колонки 48–55) и в скв. 381 (колонки 32–35) наблюдается циклическое переслаивание глин, обогащенных диатомеями, и микрослоистых карбонатно-глинистых илов. Мощность каждого цикла неодинакова и меняется в пределах нескольких сантиметров. Цикличность отложений легко заметна по изменению цвета от зеленовато-темно-серого к светло-серому (слои, обогащенные карбонатами). На границе темных и светлых слоев часто наблюдаются следы роющих организмов. Карбонатно-глинистые отложения характеризуются текстурой ленточных глин, слоистость которых является результатом изменения содержаний в основном терригенного материала и карбонатного, представленного кальцитом. В терригенной части осадка преобладает кварц, полевых шпатов очень мало, за исключением скв. 380А. Среди тяжелых минералов примерно тот же комплекс, что был описан и ранее – это эпидот-цоизит, гранат, циркон и др. В глинистой части осадка много монтмориллонита и иллита, но особенно сильно обогащены монтмориллонитом отложения в скв. 381.

Комплексы диатомей в осадках, а также динофлагелляты свидетельствуют, что водоем постепенно стал опресняться. Источники терригенного материала особых изменений не претерпели, более значительная поставка шла с юго-западных областей Турции. Климат на водосборе остался теплым. Множество следов жизнедеятельности роющих организмов свидетельствует о хорошей аэрации придонных вод. Слоистость отложений скорее всего имеет связь с многолетней сезонностью влажных и менее влажных периодов на водосборе, в то время как микрослоистость могла быть следствием годичных изменений.

Отложения следующей фации озерных глин, обогащенных диатомеями (скв. 380А, колонки 43–47), имеют темно-оливково-серый цвет и слоистость, меняющуюся от 1 мм до нескольких сантиметров. Глины обогащены ОВ и $SiO_{2аморф}$ и резко обеднены карбонатным материалом, содержания которого очень часто равны нулю. Терригенный комплекс минералов представлен кварцем (отношение кварц/полевые шпаты высокое), эпидот-цоизитом и повышенными содержаниями слюд, актинолита-тремолита, черных рудных минералов и граната. В глинистой части много иллита и монтмориллонита.

Водоем был сильно опресненный и, видимо, представлял собой глубокое озеро, в котором опять установились условия стагнации. По данным изучения пыльцы, климат был теплый, осадочный материал поставлялся с южных областей и источники несколько изменились.

В горизонтальном направлении эта фация с незначительными изменениями встречена в скв. 381 (колонки 28–31).

Выше по разрезу можно выделить фацию озерных бескарбонатных глин с прослоями литифицированных сидеритов (скв. 380А, колонки 42–34 и скв. 381, ко-

лонки 27–19). Отложения зеленовато-серые, слоистые, слоистость выражается изменением оттенков серого цвета — глины, обогащенные диатомеями, приобретают оливковый оттенок, а глинистыми минералами — темно-серый. Слои очень тонкие (до 1 мм). Главным отличием от предыдущей фации является присутствие сидеритовых прослоев и конкреций, встреченных в обеих скважинах. Происхождение сидерита пока недостаточно выяснено. По мнению некоторых исследователей [Emelyanov et al., 1978], сидерит — *диагенетический минерал, возникший в результате замещения диатомовых илов.* По мнению Ксю [Hsü, 1978b], сидерит мог образоваться в результате осаждения Fe как карбоната, а не как сульфида в моменты, когда принос ионов сульфата был незначительным. Высокую поставку Fe в Черное море обеспечили реки Балкан, выносившие материал, обогащенный Fe, *вследствие особого процесса выветривания в условиях преобладания теплого и* гумидного климата.

В целом климат существенных изменений не претерпел. Пресноводное озеро иногда находилось под влиянием моря, о чем свидетельствуют спорадически встречающиеся динофлягелляты.

Изменение фациальной обстановки далее опять привело к возникновению карбонатов, главным образом кальцита. Выше по разрезу встречены озерные слоистые карбонатные отложения. В скв. 380А эта фация составляет мощную толщу (колонки 34–13), в то время как в скв. 381 ее мощность примерно 2 м (колонка 19). Светло-оливково-серые карбонатные (кальцитовые) осадки циклически переслаиваются с терригенными илами голубовато-серого и темно-зеленовато-серого цвета. Толщина таких циклов равна 2–5 см. На некоторых интервалах карбонатно-глинистые *отложения чередуются с микрослоистыми глинами, обогащенными ОВ.* Карбонатно-глинистые слои неодинаково обогащены карбонатами, вследствие чего местами имеют хорошо выраженную слоистость. Характер цикличности разнообразен. Трехкомпонентные циклы представлены следующими слоями: осадки, обогащенные пиритом, терригенный ил и слой кальцита. Для всей толщи весьма типичны текстуры оползания, и, видимо, часть материала сюда поступила из района скв. 381, где отложения этой фации очень маломощны. Не исключено, что некоторая часть осадков *была значительно нарушена в результате бурения.*

Содержание $CaCO_3$ в отложениях изменчиво. В основном это кальцит, на некоторых интервалах составляющий до 80%. Значительно меняется также содержание ОВ, и в среднем оно равно 0,63% $C_{орг}$. По сравнению с другими обломочная часть осадков этой фации имеет повышенные количества Zn, Ni, Cr и F. Среди терригенных минералов характерно резкое преобладание кварца по отношению к полевым шпатам, притом калиевые полевые шпаты здесь полностью отсутствуют. В тяжелых подфракциях относительно повышены содержания амфиболов (обыкновенная роговая обманка, актинолит-тремолит) и меньше эпидот-цоизита. Часто встречаются черные рудные минералы, слюды, гранат и др. Иногда тяжелая фракция состоит только из сульфидов Fe. В глинистой части преобладают иллит и монтмориллонит.

Комплексы диатомей, встреченные в глинах, а также остракоды показывают, что водоем был пресноводным. Это было глубокое озеро. Его придонные воды хорошо аэрировались, во многих местах имеются следы жизнедеятельности илоедов, хотя прослои, обогащенные пиритом, вероятно, формировались в периоды временной стратификации озерных вод. Образование циклических отложений скорее всего предопределялось кратковременными климатическими изменениями. Как показывают спорово-пыльцевые спектры [Traverse, 1974], климат значительно похолодал — *степная пыльца во многих комплексах составляет* $>$ 90%. *Однако были не*большие периоды потепления. Видимо, ледники были уже недалеко от Черного моря и вокруг него существовала полоса степей. В отдельные же периоды тепла еще было достаточно, и тогда воды Черного моря пересыщались $CaCO_3$, что способствовало образованию карбонатов. Терригенный материал поступал не только с южных, но и с западных и северо-западных областей водосбора.

Следующая фация черных озерных глин с сидеритом встречена в скв. 380А (колонки 1–12) и скв. 380 (колонки 36–40). В новой фациальной обстановке

формировались черные и коричневые глины, зеленовато-серые терригенные илы, оливково-серые прослои, обогащенные сидеритом или кальцитом. Цвет осадков позволяет легко обнаружить слоистость, которая варьирует в результате разных сочетаний отмеченных литологических типов. Некоторые интервалы имеют хорошо выраженную микрослоистость (ленточные глины), другие же сформировались в результате турбидитовой деятельности с характерной градационной слоистостью (от алевритово-песчаного материала к тонкодисперсным пелитовым илам).

По данным изучения пыльцы, климат в основном был умеренный и теплый с несколькими фазами похолодания. В более теплые периоды формировались карбонатные отложения, в холодные — микрослоистые коричневые глины, весьма сходные с постгляциальными ленточными глинами в озерах Скандинавии. Присутствие комплексов морских диатомей, кокколитов Braarudosphaera bigelowi указывает, что пресноводное озеро временами превращалось в солоноватоводно-морской водоем. Эпизодически также возникала стратификация вод, и тогда образовывался сидерит и обогащенные пиритом илы.

Минералогические ассоциации терригенных минералов характеризуются значительным преобладанием кварца над полевыми шпатами в легкой подфракции, а среди тяжелых минералов резко повышено содержание роговой обманки, амфиболов граната. Много также эпидот-цоизита, но значительно меньше слюд. Характерно повышение содержаний циркона, апатита, сфена, турмалина. Среди глинистых минералов количество иллита резко увеличилось, а монтмориллонита — понизилось. Такой минеральный состав отложений свидетельствует, что в этот период в данную область дна стал поступать материал с новых источников питания и уменьшилось значение южной части водосбора. Это связано с непосредственной поставкой осадочного материала в Черное море Дунаем.

На наш взгляд, аналогичные фации в других скважинах не встречены, хотя похожие отложения имеются в скв. 379А (колонки 50—68). Темные зеленовато-серые терригенные илы в ней переслаиваются с обогащенными карбонатами (кальцитом) слоями зеленовато-серого цвета. Переслаивание носит циклический характер, толщина циклов около 3—6 см. В их основании имеется очень тонкий (1—2 мм) слой, обогащенный пиритом, резко отграниченный от темной глины. Циклы заканчиваются светлыми микрослоями кальцита. В глинах отмечены следы роющих организмов.

Минералогический состав отложений характеризуется эпидот-слюдисто-амфиболовым комплексом минералов. В единичных прослоях повышено содержание моноклинных пироксенов, а также рудных обломочных минералов. Отношение кварц/полевые шпаты > 1. В глинистой части осадка преобладают иллит и хлорит, в некоторых случаях — монтмориллонит. Такой состав отложений свидетельствует о значительной поставке осадочного материала с кавказских провинций, в то время как материал с юга доминировал лишь в некоторые, менее продолжительные моменты.

По данным фаунистического (остракоды) и изотопного (кислород) анализов [Deuser et al., 1978], среда была соленой. Судя по диаграммам пыльцы, климат был теплый и умеренный с отдельными похолоданиями.

При сравнении этой фации с вышеописанной (скв. 380А) обнаруживаются существенные различия не только в их литологическом составе и в содержащихся в них фоссилиях, но и в условиях седиментации. Являются ли эти фации совершенно разными или же в двух скважинах проявляются только различия одной и той же фации — вопрос дискуссионный. Ксю [Hsü, 1978a] склонен считать, что эти фации эквивалентны, и отмечает лишь литологические различия, вызванные локальными условиями в отдельных частях бассейна.

Более вероятно, что в скв. 380 после формирования фации черных озерных глин с сидеритом наступил седиментационный перерыв [Stoffers et al., 1978]. Выше перерыва здесь залегают терригенные турбидитовые отложения, образование которых происходило в совершенно другой обстановке примерно через 500 тыс. лет после отложения черных глин.

Перерыв в осадконакоплении четко прослежен также в скв. 381, только его продолжительность была значительно большей — около 1,5 млн. лет. Выше слоистых озерных карбонатных глин здесь (колонка 18) залегают хорошо отсортированные пески, состоящие из кварца, фрагментов раковин моллюсков, полевых шпатов. Многие зерна песка неплохо окатаны и представляют отложения морского пляжа.

В горизонтальном направлении более четко прослеживаются фации, представляющие верхние части пробуренных скважин.

Фация терригенных глубоководных илов с многочисленными турбидитами характеризуется четко выраженной градационной слоистостью между песчано-алевритовыми отложениями и тонкодисперсными пелитовыми илами. В скв. 379А (колонки 30—48) в этих осадках терригенные тяжелые минералы представлены несколькими слегка различающимися ассоциациями. Чаще всего доминируют эпидоты, роговые обманки и слюды. Кварца, как правило, значительно больше, чем полевых шпатов. В глинистой части осадка много иллита, хлорита и монтмориллонита. Осадочный материал поступал с разных источников, притом турбидиты могли проникнуть, видимо, не только с турецкого побережья. Этому способствовал пониженный уровень моря в результате похолодания, которое выявлено на основе состава пыльцы.

В скв. 380 аналогичная фация встречена в колонках 20—35, где турбидитовые отложения особенно часты в нижней части разреза. Несомненно, что это связано с резко возросшим влиянием северных рек, в особенности Дуная. Минералогические ассоциации здесь характеризуются повышенными содержаниями амфиболов, эпидота, граната, обломочного доломита. В глинистой части отложений резко преобладает иллит, затем следует хлорит и только на третьем месте — монтмориллонит. Такой состав указывает на генетическую связь с северными провинциями питания.

Фации терригенных илов с турбидитами образовались в ледниковую эпоху, предположительно соответствующую миндельской.

Залегающие выше морские фации терригенных илов, обогащенных диатомеями и нанофлорой, по составу основных компонентов различаются незначительно, хотя и образовались в существенно изменившихся условиях. По комплексам диатомей водоем превратился в море в результате притока средиземноморских вод через Босфор. Данные изучения пыльцы свидетельствуют о потеплении климата, что, видимо, соответствует миндель-рисскому межледниковью.

В отложениях этой фации выделено несколько чередующихся ассоциаций тяжелых минералов, указывающих на генетическую связь осадков моря с метаморфическими сериями Большого Кавказа и в меньшей мере — с породами южного водосбора. В юго-западной части моря (скв. 380 и 381) терригенная седиментация была обусловлена в первую очередь выносами Дуная.

Дальнейшая фациальная смена в отложениях, вскрытых всеми тремя скважинами, была связана со сменой климата на водосборе и прекращением либо восстановлением связей Черного и Средиземного морей. Комплексы диатомей указывают, что Черное море опять превратилось в пресноводный водоем в период похолодания, который может соответствовать рисскому ледниковью. Диаграммы пыльцы дают основание выделить следующий за этим период потепления и затем новое похолодание (вюрм). Каждая из этих смен климата влияла на седиментацию, в результате чего наблюдаются фациальные изменения терригенных отложений в вертикальном и горизонтальном направлениях. Прежде всего они нашли отражение в текстурах и гранулометрическом составе отложений, поскольку ледниковым этапам было присуще широкое развитие турбидитовых отложений с градационными ритмами. Различия минералогического состава проявились в чередовании нескольких комплексов терригенных тяжелых минералов [Trimonis, Shimkus, Ross, 1978].

В глинистой части исследованных образцов наблюдается высокое содержание иллита и хлорита, а ледниковые и межледниковые периоды различаются разными соотношениями между глинистыми минералами [Trimonis et al., 1978]. Химиче-

ский состав ледниковых отложений и соответствующих им фаций отличается от фаций межледниковых эпох главным образом по содержанию макрокомпонентов — $C_{орг}$, $CaCO_3$, $SiO_{2\,аморф}$ [Emelyanov et al., 1978]. Ими больше обогащены отложения, сформировавшиеся при теплом климате. Осадки фаций, соответствующих ледниковым периодам, имеют в целом пониженные содержания Ni, Cu, Co, Mo и других подвижных элементов, а также Fe и Mn.

Фациальный анализ верхневюрмских и голоценовых осадков детально рассмотрен по материалам многочисленных колонок, полученных до бурения [Шимкус и др., 1975].

ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ

Фациальный анализ черноморских отложений, вскрытых тремя глубоководными скважинами, показывает, что ряд фаций парагенетически связан между собой. Это дает возможность наметить их сообщества, которые можно бы выделить как осадочные формации, характеризующиеся определенным вещественным составом, возникшим в более или менее устойчивых во времени и в пространстве геологических условиях.

Стратиграфически наиболее древняя осадочная формация — это толща черных алевролитов миоценового возраста, встреченная в основании скв. 380А и 381. Как показал фациальный анализ, отложения этой толщи сформировались в мелководном водоеме. По-видимому, на месте современного Черного моря в позднем миоцене, когда шло накопление этой формации, существовали только отдельные ограниченные по площади депрессии, в которых образовывались очень мощные толщи отложений [Муратов, 1972]. В скв. 380 и 381 формация черных алевролитов, по данным бурения, составляет около 190 и 150 м соответственно (отложения вскрыты не полностью). В Прибосфорском регионе тогда был мелководный бассейн, а глубоководные депрессии располагались на севере и северо-востоке.

Осадочный материал, поступавший в область седиментации, генетически был связан главным образом с юго-западной частью водосбора, где широко распространялись вулканогенные породы и продукты их выветривания. На суше был теплый субтропический климат, но к концу миоцена уже наступило похолодание, о чем свидетельствует постепенное исчезновение пыльцы теплолюбивой древесной растительности. Продолжительное время в водоеме существовали восстановительные условия, что нашло отражение в обогащении осадков пиритом и органическим веществом, а также в темноцветности отложений, в отсутствии следов жизнедеятельности организмов на дне. В отдельные периоды стратификация вод исчезала, и это способствовало накоплению циклической толщи. Образование брекчированных горизонтов, встреченных в двух скважинах, несомненно, является синхронным событием, обозначающим время большой трансгрессии, начавшейся со стороны Средиземного моря. Вследствие этого произошло поднятие уровня черноморских вод и их осолонение. Одновременно шло постепенное погружение дна водоема.

Продолжительность перерыва в седиментации точно не определена. Он соответствует завершению второго этапа (олигоцен—миоцен) в геологической истории Черного моря [Muratov et al., 1978]. После него начался последний, заключительный этап в тектонической жизни Черноморского бассейна, охватывающий плиоцен-четвертичную историю развития моря. Соответствующая этому этапу осадочная формация в скв. 380 составляет около 540 м, а в скв. 381 — только около 180 м. В этот период, по возрасту охватывающий плиоцен (включая эоплейстоцен), шло формирование глубоководной котловины современного Черного моря. Различные типы отложений соответствуют отдельным менее продолжительным этапам эволюции бассейна. В целом же плиоценовые отложения, представленные главным образом илами и глинами, — единое сообщество фаций, которые запечатлели основные моменты развития водоема, постепенную эволюцию климата окружающей суши.

В начальном периоде, когда после перерыва формировалась фация глин, обогащенных диатомеями, был еще достаточно теплый климат на водосборе, а в водоем поступали продукты выветривания с областей теплых и гумидных. На завершающем этапе, когда формировалась мощная толща отложений, обогащенных карбонатами (кальцитом), климат был уже довольно холодный и соответствовал ледниковому. На протяжении всего этого времени существовали различные его смены, однако общая тенденция, общая направленность всех климатических изменений была единой — от тепла к холоду.

На водосборной площади происходила смена источников питания, отразившаяся в формировании литологически разнотипных отложений по гранулометрическому и вещественному (минералогическому) составу. Изменялась и география питающих провинций — от доминирующих на юго-западе водосбора в начальном периоде до преимущественно северо-западных на завершающем этапе. Крупнейшими событиями были раскрытие Дуная и вынос им осадочного материала в Черное море.

Характерной, присущей лишь этой формации чертой является широкое развитие хемогенных осадков. Здесь встречено несколько различных ассоциаций карбонатных минералов, аутигенное образование которых на других этапах геологической истории Черного моря практически не происходило. С первыми вторжениями морских вод было связано формирование арагонитовых прослоев, оно отмечено также и на завершающей стадии накопления этой формации. Другим важным хемогенным образованием является сидерит, прослои которого встречены на разных интервалах плиоценовых отложений. Мощные толщи составляет (особенно в скв. 380) переслаивание терригенных илов с кальцитовыми прослоями — характерными отложениями озерных водоемов (Seekreide). Следует отметить присутствие магнезиального кальцита, ассоциирующего с арагонитовыми слоями. Однако главенствующую роль все-таки имела терригенная седиментация, сочетание которой с хемогенным и биогенным осадконакоплением, как уже было сказано, является характерной и отличительной чертой этой осадочной формации.

Такое разнообразие сочетаний было обусловлено многократными изменениями среды седиментации. Фациальный анализ показал, что заключенные в отложениях фоссилии развивались в разных гидрохимических условиях. В начальной стадии (видимо, начало соответствует понту—мэотису) водоем был морским, затем он превратился в пресноводно-солоноватоводный и пресноводный бассейн. Временами в этих бассейнах возникали восстановительные условия, но в целом длительное время придонные воды не были стагнированными. Основную же часть времени Черное море представляло собой пресноводное глубокое озеро, не имевшее притока вод из Средиземного моря. Возникшая толща отложений, таким образом, является озерной осадочной формацией, резко отличающейся от двух остальных.

Третья осадочная формация в Черном море представлена толщей терригенных илов, алевритов и песков с турбидитовыми отложениями, образовавшимися после перерыва в конце плиоцена.

По данным всех трех скважин, начало терригенной седиментации более или менее совпадает с ледниковым периодом. В скв. 379А глубиной 624,5 м эта формация полностью не вскрыта, а в скв. 380 и 381 она имеет мощность 323 и 171 м соответственно.

Характерной и отличительной особенностью всей формации является исключительное преобладание терригенных отложений и отсутствие хемогенных. Биогенные компоненты присутствуют в малом количестве, часто встречаются турбидитовые отложения.

По данным пыльцевого анализа [Traverse, 1974], в климатических изменениях до голоцена можно выделить три холодных (ледниковых) стадии и периоды теплого и влажного климата в промежутках между ними. Для ледниковых периодов характерны высокие скорости седиментации, поскольку в плейстоцене одновременно с опусканием дна Черного моря Русская платформа, Центральная Европа и Скандинавия испытали поднятие, что обусловило большой принос осадочного материала в Черноморскую впадину. Это способствовало широкому развитию турби-

дитов. Наиболее мощные и частые они в нижней части формации, что, вероятно, связано с большей энергией и молодостью дренирующей сети, а также, возможно, и с ее реорганизацией в постплиоценовое время. Осадочный материал в большом количестве поступал не только с северных областей водосбора в связи с его поднятием.

По данным минералогического изучения, многие турбидитовые слои генетически связаны с породами водосбора Турции. Гидрохимические условия в водоеме сильно зависели от влияния морских вод, которые неоднократно, главным образом в периоды теплых фаз климата, вторгались через Босфор. Уровень моря испытывал неоднократные колебания. Последнее осолонение, начавшееся около 9 тыс. лет назад, привело к некоторым новым изменениям фациальной обстановки. На современном этапе седиментогенеза в Черном море главная роль в целом принадлежит терригенному осадконакоплению.

СТРАТИГРАФИЯ ВЕРХНЕКАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПО ДИАТОМЕЯМ

Исследование диатомей в осадках Черного моря проводилось в целях стратиграфического расчленения отложений, определения их возраста и выяснения палеогеографических условий осадконакопления. Полученные данные осветили некоторые стороны, ранее неизвестные, миоцен-голоценовой истории Черного моря. Обилие остатков диатомей в ряде горизонтов осадков обусловило перспективность их использования в качестве руководящих ископаемых.

В плиоцене и голоцене были периоды, когда численность поступающих на дно створок диатомей была настолько велика, что определяла тип отложений, и выражалась во многих десятках и сотнях миллионов створок на 1 г осадка. До последнего времени о составе и численности диатомей в глубоководных отложениях моря было мало что известно. Напротив, существуют многочисленные сведения о диатомеях в береговых разрезах, преимущественно в отложениях миоцена.

Глубоководное бурение, проведенное в 42Б рейсе БС "Гломар Челленджер" в Черном море, вскрыло мощные толщи осадков миоцена, плиоцена и плейстоцена. Исследователи получили материалы, значение которых трудно переоценить. Стало возможным проследить всю последовательность в смене различных комплексов диатомей в зависимости от изменения палеогеографической обстановки в Черном море начиная с позднего миоцена. В итоге анализа состава диатомей толща осадков, вскрытая бурением, расчленяется на 14 стратиграфических слоев (горизонтов). Их палеонтологическая нагрузка неодинакова. Слои, содержащие диатомеи, неоднократно сменяются слоями, лишенными этих органогенных остатков. Однако привлечение спорово-пыльцевых данных (см. раздел "Палинологические исследования...") позволяет высказать соображения о возрасте и генезисе последних. Полученные данные дают основание для корреляции прибрежных и глубоководных отложений Черного моря.

Предварительные сведения по стратификации глубоководных отложений были опубликованы в первичном отчете по рейсу 42Б [Ross, Neprochnov et al., 1978]. В настоящем разделе приведены доработанные и уточненные результаты исследований. В табл. 6 показано местоположение скважин БС "Гломар Челленджер" и станций НИС "Академик Вавилов" с указанием количества изученных образцов.

Таблица 6

Положение скважин и количество изученных образцов

Скважина, станция	Северная широта	Восточная долгота	Глубина моря, м	Число образцов
379A	44°99,98′	36°00,68′	2171	190
380	42 05,98	29 36,90	2115	65
380A	42 05,99	29 36,82	2115	93
381	41 40,25	29 24,96	1750,5	91
1857-2	43 40	30 23	920	18
1858-2	43 56	30 23	765	42

Стратификация отложений, вскрытых скв. 381 и 380А, имеет большое сходство, как и стратификация отложений, пробуренных скв. 379А и 380. Материалы колонок 1857-2 и 1858-2 дополняют отсутствующие (по данным скв. 379А и 380) сведения об отложениях голоценового возраста. Диатомовая характеристика выделенных слоев дается от нижних, наиболее древних слоев к верхним.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ДИАТОМОВЫХ КОМПЛЕКСОВ В ГЛУБОКОВОДНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЧЕРНОГО МОРЯ

Отложения верхнего миоцена (слои XIV–XIII)

Слой XIV (верхний сармат). В скв. 381 (54,2–39сс) выделен условно, так как не содержит диатомей. Мощность слоя 136 м. Его верхняя граница определяется основанием мэотического горизонта. В толще осадков этого слоя выделяется прослой (обр. 40,1,15–17) с богатым включением кокколитов позднеэоценового возраста. Основная масса кокколитов представлена центрическими формами, дискоастеры встречаются единичными экземплярами. По определению М.Г. Ушаковой, массовыми видами являются: Chiasmolithus grandis Bram., Ried., Reticulofenestra umbilica (Levin.) Mart., Ritz., Neococcolithus dubius (Defl.) Black, Discolithina multipora (Kamp.) Mart., D. pulcheroides (Sull.) Str., Campylosphaera dela (Bram., Sull.) Hay, Mohl., Chiphragmalithus adatus (Mart.) Mohl., Discoaster barbadiensis Tan Sin Hok, D. distinctus Martini, D. saipanensis Bram., Ried. и др. Данная палеонтологическая характеристика ставит этот слой изолировано от всей как ниже, так и выше залегающей исследованной нами толщи отложений Черного моря. В осадках, вскрытых скв. 380А, такой слой с эоценовыми кокколитами не был обнаружен. Не вызывает сомнения вторичное залегание кокколитов верхнего эоцена и, вероятно, всего слоя в целом, присутствие которого может быть объяснено единовременным сползанием древних осадков со склонов Анатолийского побережья (см. раздел "Известковые нанофоссилии...").

В скв. 380А (см. рис. 22, вкл.) из слоя XIV отобраны обр. 66сс – 56сс, его мощность 95 м. Он сложен терригенными отложениями с обильными включениями спор и пыльцы наземных растений и с редкими створками диатомей в обр. 57,1; 63,2; 63,4; 65,3; 66,3; 66сс. Флора диатомей характеризуется бентическими солоноватоводно-морскими видами, обычно населяющими сублиторальную зону моря. В комплексе присутствуют Achnanthes brevipes Ag., A. brevipes var. intermedia (Kutz.) Cl., Amphora variabilis Kozyr., Amphiprora gigantea Grun., Surirella striatula Turp., Cocconeis scutellum Ehr., которые относятся к типичным видам верхнего сармата [Макарова, Козыренко, 1966; Диатомовые..., 1974]. Выводы о позднесарматском возрасте отложений слоя XIV в скв. 380А подтверждается результатами спорово-пыльцевого анализа. Толща терригенных отложений в тех же границах, что и слой XIV, отнесена Е.В. Кореневой к верхнему сармату.

Слой XIII (мэотис). В скв. 381 из слоя отобраны обр. 38сс – 34,6, 49 см. Его мощность около 39 м. В скв. 380А – обр. 56сс – 55,3, 55–57 см. Его мощность 13 м.

Флору диатомей слоя XIII характеризуют морские и солоноватоводно-морские виды. Более богато и разнообразно по составу они представлены в кернах скв. 381, где и мощность слоя значительно больше. Общая численность диатомей невысокая, по-видимому, в результате разбавления массовыми спорами и пыльцой растительности, которые наполняют осадок. Очень обильны также разнообразные споры Archaeomonas, нередкие в верхнемиоценовых отложениях Паратетиса [Hajos, 1968].

В самом нижнем обр. 38сс слоя XIII в скв. 381 зарегистрированы следующие эвригалинные морские диатомеи: Thalassiosira maeotica Pr.-Lavr., Cyclotella castracanei Brun, Coscinodiscus perforatus Ehr., Actinocyclus ehrenbergii Ralfs. Наряду с планктонными присутствуют бентические виды: Grammatophora marina Ktz., Cocconeis scutellum Ehr., Nitzschia doliensis Pant. и др. Обращает на себя внимание присутствие Thalassiosira maeotica – характерного вида во флоре верхнемэотических слоев Таманского полуострова. Выше по слою концентрация и разнооб-

разие диатомей заметно возрастают и некоторые образцы представляют собой типичные глинисто-диатомовые илы (скв. 381, обр. 35,5. 57–59 и 34,5,101). В характерном комплексе присутствуют следующие планктонные морские виды: Actinocyclus ehrenbergii Ralfs, Cyclotella praekutzingiana Mukhina sp. nov., Chaetoceros danicus Cl., Rhaphoneis maeotica (Milov.) Sheeh.-Gleser, Rhizosolenia bezrukovii Jousé sp. nov. Наряду с известными для мэотиса видами имеются также ранее неизвестные, как, например, Cyclotella praekutzingiana, Rhizosolenia bezrukovii (табл. I, фиг. *1–3, 5, 7*).

Высокой численности достигает Hermisinum adriaticum Zachar. – тепловодный планктонный вид из семейства Ebriacea, известный как в Черном, так и в Средиземном морях. Очень обильны также по всему слою споры Archaeomonas.

Весь состав диатомей соответствует морским условиям, вероятно, с соленостью, близкой современному Черному морю. Обилие среди них бентических видов указывает на относительно мало удаленные от берегов районы осадконакопления. В комплексе бентических диатомей (до 30 видов) – Mastogloia smithii Thw., Navicula digitoradiata (Greg.) A.S., Navicula palpebralis Breb., Navicula tuscula W.Sm., Nitzschia hungarica Grun., N. vitrea Norm., N. tryblionella Hantz., Amphora commutata Grun., A. revirescens Pant.

Слой XIII сопоставляется нами с мэотическим ярусом верхнего миоцена. Судя по массовым находкам Rhaphoneis maeotica и нередким (в обр. 38сс) – Thalassiosira maeotica, этот слой соответствует верхней части мэотического яруса, для флоры которого оба указанных вида наиболее типичны [Макарова, Козыренко, 1966].

К кровле XIII слоя происходит выпадение большинства планктонных морских диатомей. В осадках наблюдается монотипный комплекс с Actinocyclus ehrenbergii и его разновидностями. Условия обитания этого вида – опресненные прибрежные хорошо прогреваемые мелководья.

Мэотический горизонт, вскрытый в скв. 380А и 381, по диатомовой характеристике вполне соответствует известным данным по флоре мэотиса, найденной в различных береговых разрезах Черного моря [Диатомовые..., 1974].

Отложения плиоцена (слои XII–IX)

По своей флористической обособленности слои XII–IX в скв. 381 и 380А занимают наиболее заметное положение (см. рис. 22). Их мощность соответственно составляет 130 и 201,5 м. Высокая численность диатомей в осадках и очень своеобразный их родовой и видовой состав выделяют толщу слоев XII–IX, начиная от ее основания и почти до кровли. Представители четырех родов: Melosira, Cyclotella, Stephanodiscus и Coscinodiscus – свидетельствуют о солоноватоводном сильно опресненном режиме водоема, богатого питательными солями в течение всего периода формирования толщи. Образование колоний типично для всех указанных родов, и этой особенностью в значительной мере объясняется высокая численность диатомей за время накопления плиоценовых слоев в скв. 381: 277, 233, 292, 200, 170 млн. створок на 1 г натурального осадка. Еще более высокая концентрация диатомей в осадках установлена для скв. 380А, в особенности в средней части слоя X. Здесь встречаются значения порядка 500 млн. створок/г (максимально) и очень часто свыше 300 млн. створок/г.

На фоне видов относительно немногочисленных, распределенных по всей плиоценовой толще, ряд видов имеет короткие диапазоны встречаемости. На фоне в целом яркого своеобразия флоры диатомей слоев XII–IX отмечается хорошо выраженная специфика их состава в осадках нижней (слой XII), средней (слой XI) и верхней (слой X–IX) его частей. Изменчивость видов во времени позволила нам разделить рассматриваемую толщу на четыре слоя (XII, XI, X, IX) и сопоставить их с понтическим, киммерийским, куяльницким и гурийским ярусами нижнего, среднего и верхнего плиоцена Понто-Каспийской области. Границы этих слоев можно видеть на рис. 23 (см. вкл.). Мощность понтических отложений в скв. 381–55 м, в скв. 380А – 71,5 м. Мощность киммерийских отложений соответственно

20,5 и 33, куяльницких – 54 и 48 м. В скв. 380А выделены гурийские отложения, их мощность 34,5 м.

Слой XII (понт). Нижняя граница понтического яруса в скв. 381 проводится внутри колонки 34,5; в скв. 380А по керну 54,1, 66–76. Верхние границы – соответственно под керном 28,6, 132–135 в скв. 381 и под 45 сс в скв. 380А. Снизу вверх в понтическом слое (XII) наблюдается изменение в составе диатомей в сторону все более пресноводных видов. Имеются основания для расчленения его на два подслоя, соответствующие двум следующим друг за другом этапам осадконакопления. В скв. 381 это слои 43,3,10–20 – 32,3,68–80, в которых сохранились в небольшом числе морские виды на фоне впервые появившихся солоноватоводно-пресноводных древних Melosira (M. praegranulata) и Stephanodiscus. Та же картина наблюдается в скв. 380А.

Особо следует подчеркнуть, что в течение раннего этапа понтического времени в Черном море развивались такие вскоре исчезнувшие (вымершие?) виды, как солоноватоводно-морские Coscinodiscus stokesianus Pant., Cyclotella proshkinae Jousé sp. nov.[1] (табл. I, фиг. *6, 10*). Оба вида являются маркирующими для нижней части слоя XII.

Со второй половины понтического времени большая часть морских элементов исчезает параллельно со значительной перестройкой всего состава диатомей. Появляются новые виды, некоторые из них следует рассматривать как виды, типичные для понтической флоры: Stephanodiscus pontica sp. nov., Melosira papilio sp. nov., M. elegans sp. nov., Stephanodiscus marginatus sp. nov. Впервые появляется Melosira bellicosa Herib. [Ehrlich, 1968] (табл. I, фиг. *8, 9, 12*; табл. II, фиг. *4*). Массовая численность Melosira praegranulata Jousé (табл. II, фиг. *1, 2*) в комплексе видов свидетельствует о слабосолоноватоводных условиях осадконакопления. Состав диатомей типичен для плиоценовых планктонных озерных биоценозов. Наряду с планктонными видами в комплексе диатомей очень обилен, вероятно, бентический (?) вид Gyrosigma sp., который отличается по форме и структуре от известных видов этого рода. В скв. 381 в обр. 30,3–29,4 численность Gyrosigma sp. особенно высокая. В некоторых препаратах насчитывается несколько сот экземпляров этого вида при длине створки до 200 мкм. Мы предполагаем солоноватоводную природу этого вида Gyrosigma.

Особо следует остановиться на виде, маркирующем понтическую флору диатомей, – Stephanodiscus pontica Jousé sp. nov. (см. табл. II, фиг. *8*). Численность этого вида исключительно велика (диаметр створки минимально 9–10 мкм). В обр. 29,2,28–30 (скв. 381) в одном ряду препарата насчитывается до 50 створок этого вида. Stephanodiscus pontica обнаруживает некоторое сходство с St. kanitzii Pant., известным в миоценовых отложениях Паратетиса и в плиоценовых озерных отложениях Армянской ССР [Головенкина, 1977].

Слой XI (киммерий). К верхней границе слоя XII Stephanodiscus pontica переходит постепенно в особую треугольную разновидность – St. pontica var. triangula Jousé (см. табл. II, фиг. *9*), которая характеризует флору слоя XI, сопоставляемого нами с киммерийским ярусом.

Нижняя граница слоя XI проводится по кернам 28,6,132–135 (скв. 381) и 45сс (скв. 380А). Мощность киммерийских осадков почти в 2 раза меньше мощности понтических отложений. Осадки этого времени выделяются по богатству диатомей и по массовой встречаемости многих видов. Численность диатомей в киммерийских отложениях достигает 500 и 300 млн. створок/г в осадках, вскрытых скв. 380А и 381 соответственно.

По исчезновению Stephanodiscus pontica var. triangula мы проводим верхнюю границу слоя XI. Флора киммерийского яруса содержит как пресноводные, так и солоноватоводные диатомеи. Первые представлены группой вымерших видов: Melosira praegranulata, M. bellicosa, M. aff. hibschii, M. papilio sp. nov., вторые, вероятно, – Stephanodiscus.

---

[1] Описания и диагнозы новых видов диатомей будут даны в специальном издании: "Новости систематики низших растений".

Массовая концентрация Stephanodiscus pontica var. triangula у кровли киммерийского слоя сопровождается почти полным исчезновением всех Melosira, что можно расценивать как указание на вероятное повышение солености вод в конце киммерийской эпохи.

Слой X (куяльник). Сопоставляемый с куяльницким ярусом верхнего плиоцена слой X также соответствует солоноватоводно-пресноводной стадии в истории Черного моря. В куяльницкое время появляются новые виды, которые в нижележащих осадках не встречались. Наряду с Melosira и Stephanodiscus для флоры характерны Cyclotella. Массовым видом является Cyclotella servant-vildary Mukhina sp. nov. (см. табл. II, фиг. *12*), названная так в честь Сервант-Вилдери, диатомистки, описавшей близкую Cyclotella sp. из плиоценовых осадков района бассейна оз. Чад [Servant-Vildary, 1973, 1978]. В скв. 381 максимальные концентрации Cyclotella servant-vildary приходятся на нижнюю и среднюю части слоя X. Такое же распределение наблюдается в скв. 380А.

Комплекс диатомей куяльницкого яруса наряду с Cyclotella servant-vildary маркируется Melosira praegranulata f. curvata [Жузе, 1952]. Весь вертикальный диапазон этой формы умещается в интервалах 39,3,99—101—38,3 в скв. 380А и 22,3,132—20сс в скв. 381. Массовое количество экземпляров приходится в скв. 380А на керн 38,3, в скв. 381 — на керн 22,3. Интересно заметить, что появление Melosira praegranulata f. curvata сопровождается выпадением из состава диатомей Melosira praegranulata type.

Таким образом, комплекс диатомей в осадках куяльницкого яруса имеет ряд специфических видов, присущих только этому этапу. По сравнению с флорой киммерийских отложений флора куяльника более пресноводная и холодноводная. На это указывают регресс в развитии Stephanodiscus и появление Cyclotella, диатомей, предпочитающих умеренно холодноводные условия.

Слой IX (гурий). Гурийские отложения венчают верхнеплиоценовый разрез Черного моря. За время накопления толщи осадков слоя IX из комплекса диатомей исчезает бо́льшая часть видов, наиболее характерных для предшествующей, куяльницкой стадии в развитии Черного моря (скв. 380А). К гурийскому слою IX относятся отложения, вскрытые скв. 380А в интервале 36,3—32,1. В осадках, вскрытых скв. 381, аналога гурийской флоры мы не находим. Выше куяльника здесь *залегает бездиатомовая толща мощностью 131 м.*

В скв. 380А в гурийских отложениях флора диатомей претерпевает следующие существенные изменения. Типичная для куяльника Cyclotella servant-vildary дает новую эволюционную форму Cyclotella servant-vildary var. elegans (см. табл. II, фиг. *13*), которая обусловливает очень высокую численность диатомей (249,6 млн. створок/г) в обр. 32,1. Вторым видом, типичным для гурийской флоры, является солоноватоводный Coscinodiscus hungaricus Pant. Его створки образуют массовые скопления в обр. 32,1 на глубине 617,5 м. Единственное местонахождение этого вида, датированное поздним плиоценом, указывается для области бассейна оз. Чад [Servant-Vildary, 1973].

В итоге рассмотрения результатов по изучению диатомей в плиоценовых осадках Черного моря мы приходим к следующим выводам.

1. Соленость бассейна за этот период не оставалась постоянной. В начальной стадии понтического бассейна сохранялась относительно высокая соленость. В составе киммерийской, куяльницкой и гурийской флоры диатомей наряду с солоноватоводными видами присутствуют также пресноводные галофильные диатомеи.

2. Пресноводно-галофильной группой в составе диатомей в осадках понта, киммерия, куяльника и гурия были прежде всего Melosira. Все найденные виды Melosira в настоящее время вымерли. Наиболее постоянным членом комплекса Melosira является M.praegranulata, известная с миоцена. К пресноводной галофильной группе мы относим также Cyclotella servant-vildary и ее разновидность. В гурийской флоре солоноватоводным элементом является Coscinodiscus hungaricus.

3. Слабосолоноватоводную группу диатомей образуют Stephanodiscus. Каждый из этапов существования солоноватоводного Черноморского бассейна в плиоцене характеризовался специфическими видами этого рода, многие из них ранее не были

известны. Максимумы численности Stephanodiscus pontica и St. pontica var. triangula в киммерии совпадают с регрессом встречаемости Melosira, что может указывать на увеличение солености вод.

4. Итак, согласно данным диатомового анализа, Черное море в течение раннего, среднего и позднего плиоцена представляло собой замкнутый, сильно опресненный солоноватоводный бассейн (5–7‰). Шрадер [Schrader, 1978] в своем заключении о солености Черного моря в плиоцене пишет о нем как о пресноводном бассейне. Однако с этим выводом Шрадера нельзя согласиться, так как наряду с пресноводными галофильными видами в комплексах диатомей плиоцена имеются явно солоноватоводные элементы, подобно некоторым Stephanodiscus, Coscinodiscus и Thalassiosira.

Видовой и родовой состав диатомей весьма убедительно свидетельствует о солевых условиях осадконакопления во время плиоцена. Что касается температурных условий, то этот вопрос в данном случае более сложный, так как в составе диатомей превалируют виды, в современных водоемах неизвестные. Однако из общей картины распределения диатомей вытекают некоторые соображения о температурах воды. Можно высказать предположение о повышении температур поверхностных вод начиная со второй половины понтического времени и с максимумом в киммерийское время. О высокоэвтрофных и хорошо прогреваемых водах в киммерии свидетельствуют осадки с массовой концентрацией створок Melosira и Stephanodiscus. Этот вывод согласуется с известными положениями о природе киммерийского моря [Андрусов, 1928, 1929; Эберзин, 1940].

В понтическое, киммерийское, куяльницкое и гурийское время сохранялись в высшей степени благоприятные условия для развития диатомей. Обилие Melosira и Stephanodiscus свидетельствует о бассейне эвтрофного типа с высокой концентрацией биогенных минеральных солей. В конечной стадии плиоценового Черного моря эвтрофность вод снижается и, судя по обильному развитию Cyclotella, воды его становятся менее минерализованными и более низкотемпературными. Очень богатое развитие диатомей в киммерийском бассейне могло быть вызвано высокой концентрацией в его водах также солей Fe, одного из наиболее важных элементов, стимулирующих диатомовую продуктивность [Гусева, 1947]. Появление Cyclotella в числе руководящих видов куяльницких и гурийских отложений свидетельствует о некотором похолодании, поскольку Cyclotella чаще развиваются в менее прогреваемых водах и при меньшей концентрации минеральных солей.

5. Анализ флоры диатомей Черного моря во время плиоцена позволяет судить о ее исключительном своеобразии. В целом аналоги этой флоры неизвестны. Отдельные компоненты флоры указываются для плиоцена Центрального массива Франции, Приморья, бассейна оз. Чад, Южной Чехии [Моисеева, 1971; Ehrlich, 1967, 1968; Rehakova, 1975; Servant-Vildary, 1973, 1978]. Для всех указанных районов характерно участие среди планктонных диатомей Melosira, Cyclotella, Stephanodiscus.

6. Данные по экологической характеристике диатомей, так очевидно указывающие на сильное опреснение Черного моря и его изоляцию в плиоцене, находятся в противоречии с недавно опубликованными материалами, касающимися находок остатков кокколитофорид в отложениях опорного разреза миоцен-плиоцена в Керчинском стратотипическом разрезе (Чегеринская мульда, Индольский прогиб) [Семиненко, Люльева, 1978]. С.А. Люльева указывает на обилие кокколитов и других нанофоссилий в мэотических и киммерийских слоях и сопоставляет эти слои с зонами N10–13 стандартной шкалы Мартини и Бакри [Martini, 1971]. Одновременное сосуществование истинно морских нанопланктонных организмов и солоноватоводно-пресноводных диатомей противоречит природе как тех, так и других. При исследовании кернов скв. 381 и 380А остатков нанопланктона мы не находили. В чем здесь дело — сейчас трудно сказать. Однако не исключено, что слои, изученные С.А. Люльевой, относятся не к плиоценовой, а к миоценовой части толщи отложений Черного моря, тем более что зоны N10–13 соответствуют верхнему миоцену и самым низам нижнего плиоцена. Не исключено также и переотложение. Во всяком случае этот вопрос требует дальнейшего и детального изучения.

Отложения плейстоцена и голоцена (слои VIII–I)

Слой VIII. Гурийский горизонт (слой IX) венчает собой плиоценовые отложения Чёрного моря. Тот комплекс диатомей, который характеризовал пресноводно-солоноватоводную стадию Черного моря, полностью исчез и более не встречается в плейстоценовых отложениях.

Первые плейстоценовые диатомеи появляются в скв. 380А на глубине 484,5–487,5 м (керны 17,2 и 17,1). В их составе Stephanodiscus astraea и Stephanodiscus hantzschii, а также Cyclotella corona sp. nov.[1] (табл. III, фиг. *3, 8, 9*). Этот комплекс соответствует пресноводно-слабосолоноватоводным условиям, относительно холодноводным. Два первых вида закономерно появляются в разрезе плейстоцена (чаще в массовом количестве) в эпохи похолодания и регрессии Черного моря. Cyclotella corona типична только для этого слоя, указанного в стратиграфической колонке как VIII (см. рис. 23). Можно предполагать, что он должен быть отнесен к основанию отложений плейстоцена, т.е. к чаудинским слоям. В пользу такого заключения говорят данные спорово-пыльцевого анализа (Е.В. Коренева). В кернах 17,2 и 17,1 (скв. 380А) обнаружен перигляциальный спектр растительности. Под слоями чауды правомочно проводить плиоцен-плейстоценовую границу [Федоров, 1977; Ганешин, Зубаков, 1977].

Слой VII. Начиная со слоя VII в осадках плейстоцена Черного моря прослеживаются ясные закономерности в распределении диатомей, выражающиеся в смене морского состава на солоноватоводный и пресноводный галофильный. Диатомеи в осадках плейстоцена представлены ныне живущими видами, участие экзотов и вымерших видов крайне незначительно. Характеристика флоры дается по материалам изучения кернов скв. 379А и 380.

Основание осадков, вскрытых скв. 380, накладывается на кровлю осадков, пробуренных скв. 380А (обр. 3,4,46–61; 1,3,45–60; 1,2,91–93; 1,1,36–38). Их флористическая нагрузка целиком соответствует данным, полученным для кернов скв. 381 (обр. с 3,3,129–131 по 1,2, 20–40). Комплекс диатомей слоя VII характеризуют солоноватоводные и морские виды. Доминирует морской умеренно холодноводный вид Actinocyclus normannii (см. табл. III, фиг. *6*), ныне в Черном море отсутствующий [Прошкина-Лавренко, 1955]. Численность Actinocyclus normannii в кернах 39,6; 39,5 и 39,1 скв. 380 очень велика. В соответствующем слое скв. 379А численность этого вида значительно ниже, что отмечается и для других диатомей в кернах этой центральной скважины.

Для комплекса диатомей слоя VII в целом характерен тепловодный состав видов: Coscinodiscus perforatus Ehr., Cyclotella caspia Grun., Thalassiosira coronifera Pr.-Lavr., Th. decipiens (Jorg.), споры различных неритических Chaetoceros. Все указанные виды развиваются в Черном море и поныне, так же как тепловодный Hermisinum adriaticum Zachar., единственный представитель семейства Ebriacea, известный также и в Средиземном море.

Таким образом, слой VII накапливался в условиях морского водоема с пониженной соленостью. Бо́льшая часть видов – тепловодные, обычные для субтропических широт. В сводной стратиграфической колонке (см. рис. 23) слой VII отнесен к древнеэвксинскому этапу в истории Черного моря, отмеченного очевидным осолонением в результате, возможно, кратковременного поступления средиземноморских вод.

Слой VI. В скв. 380 слой установлен в интервале кернов 33сс – 20сс, его мощность около 133 м; в скв. 379А – 25,1,8 – 20,3,128, мощность слоя около 46 м. Данные по распределению диатомей по длине слоя VI даются суммарно для обеих скважин.

Комплекс диатомей характеризуют пресноводные, солоноватоводные и морские виды. В этом заключается его основное отличие от состава диатомей слоя VII. Среди пресноводных диатомей максимум встречаемости имеет холодноводный

[1] Шрадер [Schrader, 1978] ошибочно отождествил этот вид Cyclotella с Melosira undulata (Ehr.) Kutz.

Stephanodiscus astraea. Именно этот вид определяет высокую численность диатомей – до 100 млн. створок/г в обр. 24,6,21 и 167 млн. створок/г в обр. 25,1,8 скв. 379А. Слой VI отличается также обилием пресноводной Cymatopleura solea.

На значительное похолодание по сравнению с временем осадконакопления слоя VII указывает появление среди морских диатомей известных холодноводных видов: Actinocyclus divisus (Grun.) Hust. и Actinocyclus ochotensis Jousé. Эти виды служат хорошими индикаторами среднеплейстоценового похолодания на севере Тихого океана, в Охотском и Беринговом морях [Жузе, 1963, 1969]. Отложения сопоставляются нами с временем днепровской ледниковой эпохи.

Слой V. В скв. 379А слой представлен обр. 19сс – 16,2,95–97, в скв. 380 – обр. 19сс–11сс. Мощность слоя соответственно равна 35 и 76 м. Численность диатомей в осадках крайне неравномерна, от 0,01 до 22,9 млн. створок/г, что соответствует обычной концентрации диатомей в слабокремнистых илах.

Флористический облик диатомей слоя V весьма пестрый. Наряду с пресноводными видами присутствуют морские, подобно Actinocyclus normannii, одного из типичных видов древнеэвксинского комплекса. В слое V по сравнению со слоем VII его численность невелика, но все же появление этого вида должно рассматриваться как указание на поступление морских вод.

Экологический состав диатомей слоя V близок к таковому слоя VII, но более обеднен и заметно менее "морской". В стратиграфической колонке слой V отнесен к узунлару. Пыльцевая характеристика слоев V и VII сходна (см. раздел "Палинологические исследования...").

Слой IV. В скв. 379А слой включает керны 15сс–11сс, в скв. 380 – керны 11–9,1, 50–68. Мощность слоя около 38 и 19 м соответственно. Осадки отличаются исключительно низкой концентрацией диатомей. В их комплексе встречены единичные морские (Actinocyclus normannii), а также солоноватоводные и пресноводные галофильные виды – Cyclotella caspia, Stephanodiscus astraea и St. hantzschii. Пресноводные галофильные виды преобладают.

Слой IV, так же как и слой VI, соответствует времени глубокой регрессии Черного моря. Условно сопоставляется с московской ледниковой эпохой.

Слой III. В скв. 379А к слою III относятся керны 11,3,120–130 – 9сс; в скв. 380 – керны 8,1,50–70 – 7,2,122–137. Мощность слоя соответственно 14 и 15,5 м.

Слой III четко выделяется по составу диатомей от выше и нижезалегающих отложений. Флору отличает присутствие морских тепловодных видов: Thalassiosira oestrupii, Th. subsalina, Cyclotella caspia, Coscinodiscus janischii, Coscinodiscus perforatus, Thalassionema nitzschioides, Chaetoceros sp. sp. (споры неритических видов; см. табл. III, фиг. *2, 4, 5, 10*).

За исключением Thalassiosira oestrupii все другие виды известны в современном черноморском планктоне. Что касается Thalassiosira oestrupii – современного тропического вида, на его встречаемость в древнечерноморских голоценовых отложениях Черного моря указывает В.В. Мухина [Шимкус и др., 1973].

Слой III по своей диатомовой характеристике соответствует условиям карангатского века, за время которого осуществлялась открытая связь со Средиземным морем, и сопоставляется с микулинской межледниковой эпохой.

Слой II. В скв. 379А слой объединяет керны 9,3,94 – 1,4,28–30, в скв. 380 – керны 7,1, 142 – 0сс. К слою II отнесен также интервал колонки ст. 1857-2 между 274–230 см (см. рис. 23).

Находки диатомей приурочены к нижней части слоя II (скв. 379А, обр. 9,3,94–7сс; скв. 380, обр. 7,1,142 – 5,4,92. Их численность относительно высокая при значительном видовом разнообразии. Максимальная численность диатомей, равная 195–204 млн. створок/г, отмечена в керне 5,4 (92, 100–121 см). В среднем для указанного интервала содержание диатомей находится в пределах 80–90 млн. створок/г. Три вида: Stephanodiscus astraea, St. hantzschii и Cyclotella kutzingiana – определяют состав диатомей. Виды эти типичны для умеренно холодноводных слабоминерализованных водоемов олиготрофного типа. По флористическому составу отложения нижней части слоя II напоминают слой VI и в меньшей степе-

ни – слой IV. Морские условия за время накопления слоя III сменились пресноводными, что сопровождалось резким снижением температуры вод.

В верхней терригенной части слоя II диатомеи встречаются единично. В этом обеднении повинно не только значительное терригенное разбавление, но и, безусловно, резкий регресс в развитии диатомовых в поверхностных водах. Этот период, соответствующий новоэвксинскому времени [Архангельский, Страхов, 1938; Страхов, 1971], определялся глубокой регрессией и понижением уровня Черного моря, что сопровождалось превращением его в опресненный бассейн.

Слой I. Выделен в двух колонках, взятых на ст. 1857-2 и 1858-2 за время экспедиции на НИС "Академик Вавилов" в 1971 г. Слой представлен осадками, содержащими обильную флору диатомей и силикофлагеллят [Шимкус и др., 1973].

В отложениях, вскрытых скв. 379А и 380, этот слой отсутствует. В осадках слоя I встречено около 50 видов диатомей. Диатомовая флора представлена морскими эвригалинными видами с примесью солоноватоводных и пресноводных – галофильных элементов. По смене видового состава диатомей и их количества в осадках слой четко расчленяется на три подслоя: Ic, Ib, Ia.

Подслой Ic (230–114 см, ст. 1857-2; 453–425 см, ст. 1858-2). Количество диатомей в осадке колеблется от 0,2 до 7,9 млн. створок/г. Комплекс диатомей представлен пресноводно-солоноватоводными видами. Наиболее массовым и характерным из них является умеренно холодноводный Stephanodiscus astraea. Этот вид временами составляет 85% всех диатомей комплекса. Наличие пресноводно-солоноватоводного комплекса в осадках данного слоя свидетельствует о том, что осадконакопление проходило в сильно опресненном бассейне с низкой концентрацией питательных солей в зоне фотосинтеза. Вероятно, этот слой накапливался в конце новоэвксинской эпохи.

Подслой Ib (114–50 см, ст. 1857-2; 425–140 см, ст. 1858-2). Количество диатомей в осадках возрастает от 18,2 до 448 млн. створок/г, что присуще диатомовым илам. В осадках данного слоя отмечено также увеличение видового разнообразия диатомей за счет появления в комплексе широкоэвригалинных морских видов: Rhizosolenia setigera, Rh. calcar-avis Schultze, Rh. alata Brightw., Thalassionema nitzschioides Grun., Thalassiosira oestrupii (Ostenf.) Prosh-Lavr. (см. табл. III, фиг. *12–15*). Пресноводно-солоноватоводные виды в комплексе отсутствуют. Морские слои с численно богатой и разнообразной по видовому составу флорой диатомей соответствуют древнечерноморскому времени. Увеличение числа видов диатомей и смена пресноводно-солоноватоводного видового состава на морской произошли в древнечерноморское время, когда соленые средиземноморские воды, поступая в новоэвксинский бассейн, вызывали подъем к поверхности глубинных вод, богатых биогенными элементами, что повлекло за собой вспышку в развитии фитопланктона в целом и обогащение осадков створками диатомей.

Подслой Ia (50–0 см, ст. 1857-2; 140–0 см, ст. 1858-2). Количество диатомей уменьшается до 168,4–42 млн. створок/г. В комплексе диатомей, как и в предыдущем слое, доминируют морские виды: Rhizosolenia alata, Thalassionema nitzschioides, Thalassiosira oestrupii, Cyclotella caspia. Вновь появляются и становятся особенно характерными морские Chaetoceros peruvianus Brightw. (см. табл. III, фиг. *11*), Hemiaulus hauckii Grun., Nitzschia sp., что скорее всего объясняется миграцией средиземноморских диатомей в Черном море.

Состав диатомей в слое Ia близок составу современной флоры Черного моря. В осадках верхнего подслоя в большом количестве присутствовали кокколиты. Уменьшение численности диатомей объясняется меньшим поступлением биогенных элементов в зону фотосинтеза, что привело к падению продуктивности фитопланктона и к смене древнечерноморских осадков современными, более бедными остатками диатомей [Страхов, 1971].

Осадки слоя I соответствуют голоцену. Смена состава диатомей в голоцене свидетельствует о постепенном осолонении и потеплении вод Черноморского бассейна в результате прорыва средиземноморских вод.

Рассмотрение закономерностей распределения остатков диатомей и других кремнистых микроорганизмов в осадках Черного моря, вскрытых бурением в рейсе 42Б, приводит нас к следующим выводам.

Снизу вверх по кернам происходит возрастная и экологическая смена диатомей.

1. Верхнесарматская солоноватоводная флора диатомей обнаружена в кернах скв. 380А (57–66). Флору представляют бентические виды, населяющие прибрежные опресненные участки моря (рис. 24). Аналогом этой флоры являются известные верхнесарматские диатомеи Черноморской области.

2. Морская мэотическая флора диатомей найдена в осадках скв. 381, керны 38сс – 34,6 (мощность 38,5 м), в осадках скв. 380А, керны 56–55,3 (мощность 13 м). Очень богатый состав диатомей объединяет как планктонные, так и бентические виды. *Для всего мэотического слоя характерен* Actinocyclus ehrenbergii с разновидностями, эвригалинный морской вид, обитающий на хорошо прогреваемых мелководьях. Два вида комплекса – Thalassiosira maeotica и Rhaphoneis maeotica (в особенности последний) рассматриваются как наиболее типичные для нижнего мэотиса. К кровле мэотических слоев большая часть видов исчезает. В осадках сохраняется почти монотипная флора с Actinocyclus ehrenbergii, что свидетельствует об уменьшении солености вод и вероятном снижении уровня моря.

3. Последующий длительный этап в истории Черного моря связан с его изоляцией, опреснением и превращением в солоновато-пресноводный бассейн. Диатомеи *позволяют расчленить толщу озерных осадков на понтические, киммерийские,* куяльницкие и гурийские слои. Отложения эти как по своей мощности, так и по диатомовой характеристике резко отличаются от залегающих ниже мэотических осадков, хотя в основании понтического горизонта сохраняются немногочисленные морские диатомеи. Суммарная мощность плиоценовых озерных осадков, вскрытых скв. 381, достигает 129,5 м, в скв. 380А – 201,5 м. Бóльшая часть видов, населявших Черное море во время плиоцена, в настоящее время вымерли. Руководящий комплекс видов представлен Melosira, Stephanodiscus и Cyclotella (последние преимущественно в куяльницком и гурийском слоях). Отложения четырех ярусов *плиоцена отличают очень высокая концентрация и прекрасная сохранность диатомей.*

Богатое развитие диатомей в плиоцене Черного моря должно было определяться *избытком питательных солей в поверхностных водах частично за счет поступления* их из глубинных горизонтов. Известные нам озерные диатомовые отложения с монотипным составом видов приурочены обычно к областям с вулканической деятельностью – источником поступления в воды фосфатов, кремнекислоты и солей Fe, необходимых для жизни диатомей.

Можно предполагать, что для Черного моря существовал такой же источник поступления необходимых минеральных солей, как и в других районах, где накапливались почти чистые диатомовые илы в плиоцен-плейстоценовое время (Армянская ССР, Грузинская ССР, Приморье, Центральный массив Франции). При всех *возможных аналогиях диатомовых озерных комплексов, известных в осадках плио*цена, мы должны отметить большое своеобразие черноморских диатомей, среди которых возможно наличие эндемичных форм. За время понта, киммерия, куяльника и гурия среди диатомей происходили быстрые эволюционные изменения, по-видимому, под влиянием не остававшихся неизменными биономических условий (солевых и температурных).

Не исключено, что многие новые виды, описанные нами из понтического, киммерийского, куяльницкого и гурийского ярусов Черного моря, окажутся черноморскими эндемиками. Во всяком случае, в данное время аналогов многих видов в каких-либо других плиоценовых и плейстоценовых озерных осадках мы не находим.

4. *Отложения, залегающие выше осадков гурийского яруса, в скв. 381 диато*мей не содержат. Это слои, наиболее спорные в отношении возраста и генезиса. В скв. 380А в керне 17 появляются диатомеи плейстоцена с характерными для эпох похолодания пресноводно-солоноватоводными Stephanodiscus astraea и Stephanodiscus hantzschii. Помимо этих видов, комплекс отличается массовой чис-

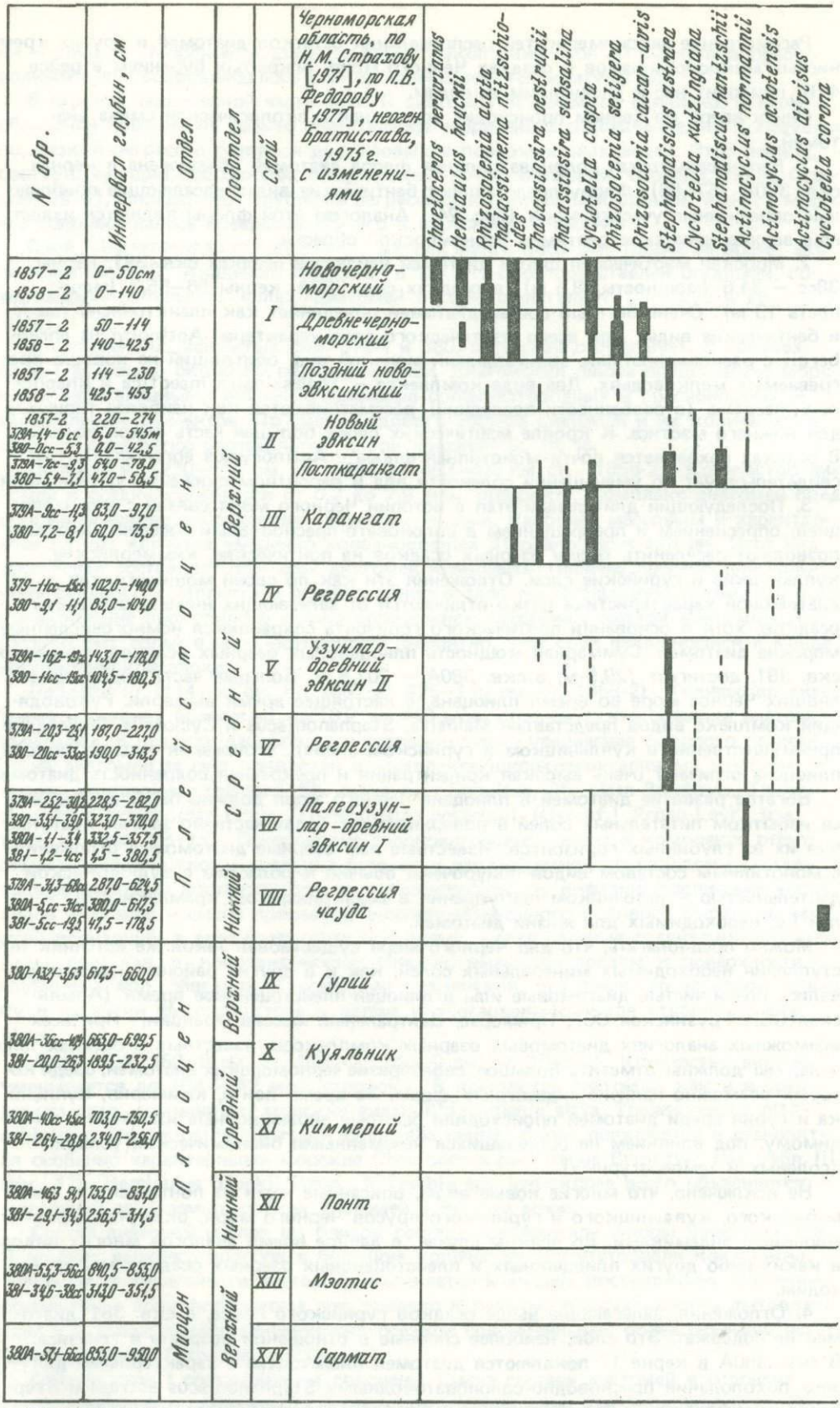


Рис. 24. **Стратиграфическое распределение руководящих видов диатомей в миоцен-голоценовых отложениях Черного моря**

1 — в массе, *2* — часто, *3* — нередко, *4* — редко

1
2
3
4
Coscinodiscus hungaricus
Cyclotella serrant-vildary V. elegans
Cyclotella serrant-vildary
Melsoria elegans V. dubia
Melsoria elegans
Melosira praegranulata F. curvata
Melosira praegranulata
Stephanodiscus carconensis
Melosira bellicosa
Stephanodiscus dubius
Stephanodiscus marginatus
Gyrosigma acuminatum
Melosira hibschii
Melosira praeislandica
Stephanodiscus pontica V. triangula
Stephanodiscus pontica
Stephanodiscus prohantzschii
Melosira papilio
Thalassiosira makarovae
Coscinodiscus stokesianus
Cyclotella proshkinae
Actinocyclus ehrenbergii
Cyclotella praekutzingiana
Rhaphoneis maeotica
Rhizosolenia bezrukovi
Chaetoceros danicus
Actinoptychus undulatus
Thalassiosira maeotica
Achnanthes brevipes
Surirella striatula
Amphora variabilis
Amphiprora gigantea

ленностью Cyclotella corona sp. nov., вида, ранее нигде не встреченного. Этот слой, как выше было указано, сопоставляется с одним из чаудинских слоев. Умеренно холодноводный состав диатомей в кернах 17,2 и 17,1 соответствует одному из этапов развития чаудинского бассейна. В тех же кернах присутствуют пыльцевые комплексы, указывающие на перигляциальную природную обстановку.

5. Залегающие выше отложения (слои VII–IV) четко диагносцируются по изменению флористического и экологического состава диатомей и по их численности. В возрастном отношении флора диатомей почти на 99% представлена известными видами. Отмечается сходство диатомовых характеристик слоев VII и V, а также слоев VI и IV. В первом случае в слоях содержится морская с примесью солоноватоводных диатомей флора при довольно высокой численности, во втором – скудная по численности пресноводно-галофильная флора с отдельными морскими элементами. Морской генезис флоры в слое VII выражен значительно более ярко, чем в слое V. В комплексе морских диатомей в слое VII имеются умеренно тепловодные виды на фоне доминирующего умеренно холодноводного Actinocyclus normannii. Его современный ареал ограничен северно-бореальными районами.

Согласно стратиграфической схеме, предложенной для отложений плейстоцена Черного моря П.В. Федоровым [1977, 1978], слои VII и V сопоставимы с древним эвксином I – палеоузунларом и древним эвксином II – узунларом. По шкале, принятой для европейской части СССР, эти слои соотносятся с лихвинским и одинцовским межледниковьями.

Отложения, разделяющие морские толщи слоев VII и V, т.е. слои VI и IV, содержат по преимуществу бедный пресноводно-галофильный комплекс диатомей с отдельными морскими диатомеями. Доминант – Stephanodiscus astraea. Этот вид закономерно появляется в разрезе плейстоценовых отложений Черного моря, свидетельствуя об опреснении и похолодании. Последние находки Stephanodiscus astraea и Stephanodiscus hantzschii, двух близких по экологии диатомей, приходятся на новоэвксинскую эпоху. В стратиграфической колонке, предлагаемой нами и основанной на анализе флоры диатомей, это слой II. Только начальный этап образования отложений слоя II характеризовался обилием диатомей (посткарангат), позднее происходит резкое обеднение, и многие образцы совсем лишены их остатков. В комплексе доминируют пресноводно-галофильные виды, типичные для опресненных умеренно холодноводных водоемов. Данные анализа диатомей свидетельствуют о том, что за время новоэвксинской регрессии Черное море превратилось в сильно опресненный бассейн. По Дегенсу и Ханту [1971], продолжительность новоэвксинского этапа составляла около 10 тыс. лет (его нижнюю возрастную границу Дегенс и Хант определяют в 22, а верхнюю – в 10 тыс. лет).

Нам остается сказать о специфике флоры слоя III, сопоставляемого по времени с карангатской трансгрессией и поступлением средиземноморских вод. Флора типично морского облика, присущая субтропическим водоемам. Следует, однако, сказать, что черноморская флора в карангатское время была обеднена по сравнению со средиземноморской и многие роды (Asterolampra, Asteromphalus и др.) в ней отсутствовали, как и в современной флоре.

По диатомовой характеристике условия образования слоя III хорошо согласуются с палеогеографическими условиями межледниковых эпох (эемской в Западной Европе, микулинской на территории СССР). О палеогеографической обстановке времени формирования слоя II мы говорили выше. Это время соответствует последней ледниковой эпохе на территории СССР, отразившейся в составе диатомей появлением сильно обедненного пресноводного комплекса типа Stephanodiscus astraea. В большинстве случаев осадки вовсе лишены остатков диатомей.

6. Голоцен в истории развития диатомей в Черном море – время окончательного установления режима, близкого современному. В голоценовых осадках диатомеи представлены высоким разнообразием и численностью морских видов. Особо следует отметить, что наряду с диатомеями в Черном море в это время были широко развиты теплолюбивые силикофлагелляты (Distephanus octonarius var. polyactis – до 35 млн. скелетов/г), в плейстоценовых осадках встречавшиеся единично.

Начиная с раннего голоцена в развитии диатомей намечаются три этапа, они соответствуют концу новоэвксинского, древнечерноморскому и новочерноморскому этапам [Страхов, 1971].

7. Исследование диатомей в осадках плейстоцена показывает определенную закономерность в появлении морских эвригалинных комплексов видов в эпохи потепления и пресноводных галофильных — в эпохи похолодания. В соответствии с этим находится и численное содержание диатомей в осадках.

Отсюда следует, что диатомеи оказались хорошими индикаторами трансгрессивных и регрессивных этапов плейстоцена Черного моря, т.е. отрицательных и положительных изменений его уровня.

ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Палинологическому исследованию были подвергнуты образцы кернов из всех пробуренных в 42Б рейсе скважин. Предварительные результаты исследования опубликованы [Ross, Neprochnov, 1978]. В результате дальнейшей обработки материалов были просмотрены образцы из скв. 381 и значительно детализированы исследования по скв. 380 и 380А, в результате чего изменился возраст нижней части отложений, вскрытых скв. 380А, и уточнены границы подразделений плейстоцена.

Отсутствие фауны и абсолютных датировок в кернах исследованных скважин поставило нас в очень трудное положение. Стратиграфическое расчленение на основании лишь палинологических данных очень рискованно. Однако мы имели некоторые реперы, позволившие нам сделать более или менее точные привязки. В некоторых горизонтах А.П. Жузе и В.В. Мухиной была обнаружена богатая флора диатомовых водорослей. В скв. 379А и 380 как по палинологии, так и по данным диатомового анализа очень хорошо выделяются карангатский, узунларский и палеоузунларский горизонты.

В скв. 380А и 381 по диатомовым водорослям хорошо датируются морские отложения верхнего сармата и меотиса, перекрытые отложениями опресненного озерного бассейна, существовавшего в течение понта, киммерия, куяльника и гурия. Палинологические данные согласуются с датировками, произведенными по диатомовым водорослям. Отложения верхнего сармата в скв. 380А подстилаются толщей осадков, лишенных диатомей, но содержащих богатые спорово-пыльцевые комплексы, характерные для отложений среднего и нижнего сармата Причерноморья.

В результате палинологического исследования более 450 образцов из скважин, пробуренных в 42Б рейсе, удалось выделить ряд комплексов, характеризующих климатические ритмы плейстоцена и неогена, которые хорошо укладываются в известную схему расчленения черноморских осадков [Федоров, 1978] и сопоставляются с палинологическими комплексами из одновозрастных отложений окружающих Черное море территорий.

Наиболее древние осадки вскрыты скв. 381 на глубине 450—503 м (рис. 25, см. вкл.). В них обнаружен очень своеобразный состав пыльцы. В спектрах незначительно преобладает пыльца покрытосеменных. Спор мало. Среди голосеменных доминирует пыльца Pinus, принадлежащая к разным секциям. В небольшом количестве отмечается пыльца Picea, Abies, Cedrus, Keteleeria. Семейство Taxodiaceae представлено родами Taxodium, Cryptomeria, Sequoia, Gliptostrobus, Sciodopitys. Немного пыльцы семейства Cupressaceae. Покрытосеменные разнообразны по составу. Преобладает пыльца широколиственных пород. Наиболее широко представлена пыльца семейства Juglandaceae и, в частности, род Engelhardtia. Меньше Carya и Platycarya. Pterocarya и Juglans встречаются единично, спорадически. Из других широколиственных наибольшее значение имеют Quercus, Ulmus, Zelkova, Liquidambar, Carpinus, Acer, Castanea, Castanopsis. Betula и Alnus отмечены единично. В небольшом количестве встречена пыльца Myrica, Ilex, Rhus, Magnolia, Olaceae,

Palmae. Большое количество трехбороздной и трехбороздноporовой пыльцы осталось неопределенным по естественной классификации (табл. III). Трав почти нет. Спор очень мало. Единично встречены споры из семейств Cyatheaceae, Lygodiaceae, Pterydaceae, Polypodiaceae.

Описанный комплекс очень характерен высоким содержанием среди пыльцы покрытосеменных Engelhardtia. Род Engelhardtia в современной флоре представлен девятью видами. Это крупные листопадные деревья. Ареал всех видов ограничен Юго-Восточной Азией (Юго-Восточный Китай, Индия к югу от Гималаев, Индокитай, Большие Зондские острова [Jakobs, 1960]). За последнее время появился ряд работ, обобщающих большой литературный материал о находках пыльцы и макроостатков Engelhardtia в третичных отложениях Европы [Kvacek, 1972; Jahnichen et al., 1977]. Выделяются два горизонта с высоким содержанием растительных остатков этого рода в среднем олигоцене и низах среднего миоцена. Палинологический комплекс, выделенный нами из отложений нижней части скв. 381, по-видимому, может быть сопоставлен с комплексами, выделенными из отложений бурдигала и гельвета[1] Средней Европы, Карпат, Туниса и т.д. [Planderova, 1962, 1971, 1972; Nagy, 1973a,b; Tran Ding Nghia, 1974; и др.].

В интервале 342—437 м наблюдается очень малый выход керна. Представлен он конгломератами и песками. На это время, по-видимому, приходится больший перерыв в осадконакоплении. Из образцов, отобранных из этой толщи, пыльца содержалась лишь в одном (39сс). Спорово-пыльцевой комплекс, выделенный из этого образца, может быть датирован поздним сарматом.

Отложения нижнего и среднего сармата вскрыты в низах скв. 380А в интервале глубин 990—1073 м. Спорово-пыльцевые комплексы, выделенные из этих отложений, характеризуются резким преобладанием пыльцы голосеменных, среди которых основное значение имеют сосны, принадлежащие к различным секциям (Eupitys, Cembrae, Banksia, Strobus и др.). Значительное участие принимает пыльца Abies, Picea, Tsuga, каждая из которых представлена несколькими видами. Cedrus и Keteleeria встречаются спорадически.

Среди таксодиевых единично отмечены Taxodium, Sequoia, Cryptomeria, Sciodopitya, Gliptostrobus. Редко встречается пыльца Podocarpus. Покрытосеменные немногочисленны, но разнообразны. Среди них преобладает пыльца Ulmus и Quercus. Единично систематически встречаются Betula, Alnus, Carpinus, Zelkova, Juglans, Pterocarya, Carya, Tilia, спорадически — Liquidambar, Myrica, Oleaceae, Salix, Nyssa, Rododendron. Из трав единично встречены Chenopodiaceae, Compositae, Gramineae. Этот комплекс, в котором значительно преобладает пыльца голосеменных, главным образом Pinus, хорошо сопоставляется с комплексами, выделенными из отложений нижнего и среднего сармата юга европейской части СССР, Молдавии и других районов [Ананова, 1974; Ананова, Мицул, 1970; Нгуен Дик Зи, 1970].

Отложения верхнего сармата и мэотиса, вскрытые скв. 380А на глубине 825—978 м, характеризуются значительным увеличением в составе спектров пыльцы покрытосеменных. Среди голосеменных, хотя сосны незначительно преобладают, большую роль играют Abies, Picea, Tsuga. Значительно увеличивается содержание Cedrus. Таксодиевых немного. Они представлены родами Taxodium, Sequoia, спорадически — Cryptomerya, Sciodopitys, Cunninghamia. Единично отмечена Cupressaceae.

Пыльца покрытосеменных очень разнообразна. Преобладает семейство Ulmaceae, главным образом Ulmus, несколько меньше Zelkova. Celtis и Trema — спорадически. Увеличивается значение семейства Betulaceae (Carpinus, Alnus, Betula), значительное участие принимает семейство Juglandaceae, особенно Carya, несколько меньше — Pterocarya, Juglans. Пыльцы семейства Fagaceae — Quercus, Castanea, Fagus — немного. Единично отмечается пыльца Liquidambar, Eucomia, Ilex, Myrica, Nyssa, Magnolia, Rhododendron, Buxus, Tilia, Acer, Salix, Araliacea, Oleaceae, Celastraceae, Lauraceae и др. Трав мало, в основном Chenopodiaceae, редко встре-

[1] По схеме, принятой на VI Конгрессе по стратиграфии неогена Средиземноморья в Братиславе в 1975 г., бурдигал соответствует сакараулу (верхний ярус нижнего миоцена), а гельвет — коцахуру (нижний ярус среднего миоцена).

чаются Gramineae, Leguminosae, Caryophyllaceae, Compositae, Umbelliferae, Ephedra, Cyperaceae, Sparganiaceae, Nymphaceae и др. Спор очень мало – единично встречаются Osmunda, Sphagnum, Cyathea. В верхней части этой толщи (колонки 55–60, 836–899 м) очень мало пыльцы.

Описанный комплекс можно сопоставить с комплексами из отложений верхнего сармата и мэотиса (нижнепаннонские отложения) Солотвинской впадины [Рыбакова, 1966; Сябряй, 1971], Дунайской равнины [Planderova, Priechodska, 1965], Словакии [Planderova, Snopkova, 1970; Planderova, 1960, 1962; Pacltova, 1960] и др.

На юге европейской части СССР в это время происходит заметное изменение состава палинологических комплексов, выражающееся в обеднении их пыльцой древесных пород и обогащении пыльцой главным образом маревых и полыней [Ананова, 1974].

В отложениях понта (скв. 380А, интервал глубин 735–820 м) пыльца очень плохой сохранности. Голосеменные и покрытосеменные содержатся приблизительно в равных количествах, но среди покрытосеменных большое значение приобретает пыльца трав. Спор очень мало. Среди голосеменных преобладают сосны. Пыльца Abies, Picea, Tsuga, Cedrus играет существенную роль. Редко встречается Keteleria. Taxodiaceae и Cupressaceae отмечены единично.

Среди покрытосеменных увеличивается значение пыльцы семейства Fagaceae (Quercus, Fagus, редко Castanea), Ulmus, по-видимому, играет большую роль, а участие Zelkova сокращается. Большое значение имеет семейство Juglandaceae, главным образом Carya, меньше – Pterocarya и Juglans. Среди семейства Betulaceae преобладает Alnus. Betula, Carpinus, Corylus немного. Единично встречаются Tilia, Liquidambar, Ilex, Buxus и др. Значительно возрастает участие недревесных, главным образом за счет полыней и лебедовых. Приведенные спорово-пыльцевые комплексы можно сопоставить с комплексами, выделенными из отложений понта Причерноморья. По данным Н.О. Рыбаковой [1966], в верхнепаннонских отложениях Солотвинской впадины среди покрытосеменных возрастает участие трав, хотя и не столь значительно. Состав пыльцы древесных пород близок к приведенному нами.

По данным Е.Н. Ананової [1974], в понте на юге Русской равнины уже безраздельно господствовали степи. Пыльца недревесных растений составляет более 90% спектра. Господствуют лебедовые, полыни, злаки.

В вышележащих отложениях (скв. 380А, интервал глубин 627–741 м) сохранность пыльцы очень плохая. Пыльца сильно минерализована, часто неопределима. По диатомовым водорослям эта толща подразделяется на киммерийские, куяльницкие и гурийские отложения.

В нижней части, соответствующей киммерию, несмотря на плохую сохранность пыльцы, определена богатая флора. Содержание пыльцы трав несколько сокращается. Состав голосеменных такой же, как в отложениях понта, а древесных покрытосеменных – значительно богаче. Преобладают Ulmus, Quercus, Carya, Pterocarya, Carpinus, Alnus, Betula. Единично отмечаются Fagus, Costanea, Zelkova, Celtis, Juglans, Engelhardtia, Acer, Liquidambar, Nyssa, Ilex, Myrica, Buxus, Araliaceae и др.

В большинстве образцов из отложений куяльника и гурия (скв. 380А, глубина 627–699 м) пыльцы мало. В целом можно сказать, что происходит постепенное обеднение видового и родового состава пыльцы. Однако в составе пыльцы древесных пород еще значительно участие элементов третичной флоры. Существенно увеличивается содержание в спектрах пыльцы недревесных растений.

Выше, в интервале глубин 470–627 м (скв. 380А), сохранность пыльцы еще хуже. *Пыльца очень сильно минерализована, хвойные часто разорваны, сетки на* мешках не видно. В образцах очень много шарообразных темно-коричневых или светло-зеленых, со структурой или гладких, с хорошо выраженным апикальным отверстием цист динофлягеллят. Пыльцы очень мало. В некоторых образцах наблюдается увеличение пыльцы главным образом за счет Chenopodiaceae, меньше Artemisia, Gramineae, Ephedra, Compositae, Umbelliferae, Polygonaceae. Пыльца дре-

весных пород встречена единично. Это главным образом Pinus, очень редко Betula, Ulmus, Quercus. Из состава спектров окончательно выбывают многие элементы теплолюбивой флоры.

В это время на пространствах, окружающих Черное море, господствуют безлесные ассоциации, что, несомненно, связано с крупными климатическими изменениями: значительным похолоданием и аридизацией климата, связанными, по-видимому, с первым европейским покровным оледенением (нижнечаудинские слои).

Верхнечаудинские слои охватывают толщу осадков, вскрытых скв. 380А в интервале 399—465 м. В нижней части этой толщи (колонка 14) в составе спектров доминируют хвойные: Pinus (sect. Eupitys, Cembrae, Strobus), Abies, Picea. Особенно характерно присутствие пыльцы Tsuga aff. diversifolia и Ts. aff. canadensis (табл. V). Лиственные древесные представлены пыльцой Quercus, Carpinus, Ulmus, Tilia, редко Liquidambar. Среди трав господствуют Chenopodiaceae. Немного Compositae, Dipsacaceae. Из спор встречены Osmunda, Polypodiaceae, Sphagnum. Выше происходит неоднократное чередование спорово-пыльцевых спектров, в которых преобладает то пыльца древесных пород, то травы.

Постепенно происходит уменьшение в составе спектров пыльцы хвойных и увеличение содержания пыльцы широколиственных пород. Из состава хвойных почти полностью исчезает пыльца Tsuga, а увеличивается содержание пыльцы Taxodiaceae и Cupressaceae.

Среди древесных покрытосеменных доминируют роды, характерные для растительности плейстоцена: Carpinus, Quercus, Alnus, Ulmus, Tilia, Betula, Fagus. Очень редко спорадически отмечается пыльца Carya, Nyssa, Myrica, Araliaceae. Травы в основном представлены полынями и лебедовыми. Спор мало.

Разрез нижнеплейстоценовых отложений венчается толщей осадков (скв. 380А, глубина 365—385 м), содержащих пыльцевые спектры перигляциального типа, соответствующие регрессивной фазе Черного моря. В спектрах очень много переотложенных спор и пыльцы. Спорово-пыльцевые спектры из верхнечаудинских отложений Черного моря можно сопоставить со спектрами, полученными Стухликом [Birkenmajer, Stuchlik, 1975] из отложений гюнц-миндельского межледниковья Западных Карпат Польши. Высокое содержание пыльцы Tsuga в чаудинских отложениях Западной Грузии отмечено И.И. Шатиловой [1974].

Средний плейстоцен начинается с палеоузунларских слоев (скв. 380, глубина 313—361 м).

В отложениях палеоузунлара содержится много пыльцы, хотя сохранность ее довольно плохая. В спектрах преобладает пыльца древесных пород, но участие трав остается значительным (до 30%). Среди голосеменных, которые преобладают в нижней части палеоузунларских отложений, основное значение имеют сосны из секций Eupitys и Cembrae, редко Strobus. Заметное участие принимает пыльца темнохвойных пород Abies cf. Albae и A. cf. nordmanniana, Picea sect. Eupites и P. sect. Omorica. Характерно присутствие таксодиевых, главным образом Cryptomeria japonica. Очень редко встречаются Sequoia и Tsuga. Среди лиственных древесных преобладают Betula, Ulmus, Quercus, Carpinus, немного Juglans, Carya, Pterocarya. Выше начинает преобладать пыльца древесных покрытосеменных, главным образом за счет Carpinus и Alnus. В верхней части палеоузунларских отложений высокого содержания достигает пыльца таксодиевых.

Древнеэвкинские (поздние) отложения имеют большую мощность. В скв. 380 они вскрыты в интервале 180—313 м, а в скв. 379А — 182—320 м. Спорово-пыльцевые спектры из отложений этой толщи характеризуются низким содержанием и плохой сохранностью пыльцы, обилием сильно минерализованных растительных тканей и переотложенных спор и пыльцы. Преобладает пыльца Chenopodiaceae. В некоторых образцах наблюдается повышение содержания пыльцы древесных пород, главным образом за счет сосны. Пыльца широколиственных пород встречается редко. Эти осадки отлагались во время днепровского оледенения.

Узунларские отложения вскрыты скв. 380 в интервале глубин 114—180 м, а скв. 379А — 149—185 м. В этих отложениях резко повышается концентрация пыльцы. Сохранность пыльцы хорошая. В спорово-пыльцевых спектрах доминирует

пыльца древесных пород, среди которых преобладают хвойные, главным образом сосны, существенную роль играют Abies и Picea. Очень характерно значительное участие пыльцы Taxodiaceae и Cupressaceae.

Состав древесных покрытосеменных разнообразен. Преобладает пыльца Carpinus, несколько меньше Quercus, Ulmus, Fagus, Alnus, Betula. Единично встречаются Tilia, Fraxinus, Costanea, Myrica, Pterocarya, Araliaceae и др.

Пыльца травянистых растений играет заметную роль (около 20%). Преобладают количественно полыни, лебедовые и злаки, но разнотравье очень разнообразно. Спор мало. Единично встречены споры Lycopodium, Polypodiaceae, Botrychium, Sphagnum.

В интервале 133—143 м скв. 380 в спорово-пыльцевых спектрах наблюдается увеличение содержания пыльцы трав и сокращение пыльцы термофильных пород. Выше вновь возрастает концентрация пыльцы, в спектрах опять начинает преобладать пыльца древесных пород, возрастает участие пыльцы широколиственных пород и таксодиевых. Таким образом, в узунларское время хорошо выражены две теплые фазы, разделенные кратковременным похолоданием.

Для флоры среднего плейстоцена, которая по своему составу уже близка к современной, характерно еще присутствие элементов, в настоящее время имеющих ареалы, значительно удаленные от Причерноморья. Из хвойных в отложениях среднего плейстоцена еще единично встречается Tsuga diversifolia, распространенная сейчас в горных лесах Японии, и Tsuga canadensis, произрастающая в лесах восточной части Северной Америки. Широкого распространения в среднем плейстоцене Причерноморья достигает Cryptomeria japonica, обитающая в Южной Японии и горных провинциях Южного Китая. В Японии криптомерия является постоянным компонентом хвойно-широколиственных лесов, в состав которых входят тсуга, пихта, дуб, граб и другие породы.

В палеоузунларских отложениях еще систематически встречаются в небольшом количестве Carya и иногда Liquidambar, в узунларское время уже исчезнувшие из флоры Причерноморья. Богатые спорово-пыльцевые спектры из узунларских отложений вверх по разрезу (скв. 380, интервал глубин 114—67 м и скв. 379А — 100—149 м) вновь сменяются спектрами, характерными для регрессивных фаз Черного моря. Резко сокращается концентрация пыльцы и ухудшается ее сохранность, появляется большое количество переотложенных спор и пыльцы, в спектрах основное значение приобретают полыни и лебедовые. Этими отложениями, синхронными московскому оледенению, заканчивается разрез среднего плейстоцена.

Отложения верхнего плейстоцена начинаются с карангата (скв. 380, интервал глубин 51—67 м и скв. 379А — 84—102 м). Спорово-пыльцевые спектры из карангатских отложений отличаются великолепной сохранностью пыльцы и высокой ее концентрацией. Флористический состав уже почти не отличается от современной флоры Причерноморья. В нижней части карангатских отложений (скв. 379А) преобладает сосна, значительное участие принимают ель и пихта. Пыльца широколиственных встречается единично. Вверх по разрезу возрастает участие широколиственных (в сумме до 55%). В нижней части преобладают Ulmus scabra Mill. и Fagus silvatica L. Вверх по разрезу участие Ulmus сокращается, а Fagus достигает максимума. В верхней части господствующими становятся Carpinus и Alnus. В небольшом количестве присутствует пыльца других широколиственных пород — Quercus, Castanea, Tilia, Zelkova, Corylus, Ostrya и пыльца кустарников из семейства Elaeagnaceae, Aquifoliaceae, Rhamnaceae и др.

В скв. 380 в спектрах из карангатских отложений в большем количестве содержится пыльца дуба. Выше по разрезу (скв. 380, глубина 92—51 м и скв. 379А, 64—84 м) происходит частая смена спектров с преобладанием пыльцы древесных пород спектрами, где доминируют травы. Эти переходные послекарангатские слои формировались в условиях значительных и частых изменений климата в начале вюрма. Эта часть диаграммы хорошо сопоставляется с диаграммой начала вюрмского похолодания по скважине из Восточной Македонии [Van der Hammen et al, 1971].

Отложения нового эвксина охарактеризованы плохо, так как выход керна в верхних частях скважин очень неполный. В спорово-пыльцевых спектрах преобладает пыльца полыней, много маревых. Меньше злаков и разнотравья. Среди древес-

ных доминирует сосна, из лиственных — береза. Широколиственные отмечаются единично, спорадически. Открытым остается вопрос о существовании сурожского потепления.

Голоцен и верхняя часть нового эвксина охарактеризованы при исследовании образцов из колонок, полученных грунтовыми трубками в экспедиции американского судна "Атлантис-II" в Черном море в 1968 г. [Travers, 1974; Коренева, Удинцева, 1977].

В заключение следует заметить следующее.

1. Материал, которым мы располагали, был отобран недостаточно детально, из-за чего от образца к образцу происходит очень резкая смена состава спорово-пыльцевых спектров, а при корреляции колонок трудно уловить одни и те же фазы в развитии растительности.

2. О восстановлении растительного покрова приморских территорий можно говорить лишь условно, так как в них концентрируется пыльца с огромных территорий из разных растительных зон. Более определенно можно говорить о флоре окружающих территорий, хотя флористический список в них обычно далеко не полон. Но, несмотря на указанные трудности, крупные климатические изменения обычно хорошо улавливаются и четко отражаются на составе палинологических комплексов, что позволяет судить об изменениях во флоре и сменах растительных формаций. В спорово-пыльцевых спектрах обычно хорошо выражен состав главных древесных пород, составляющих леса окружающих побережий. Слабее отражен состав пород подлеска (кустарникового яруса). Пыльца широколиственных пород поверхностного слоя осадка Черного моря, как показали исследования А.В. Комарова, [Комаров, Шимкус, 1974], а ранее отмечалось многими исследователями для других районов, обычно концентрируется сравнительно недалеко от основных массивов произрастания на побережьях той или иной породы. Пыльца сосны, способная переноситься по воздуху на огромные расстояния, рассеивается значительно шире. Содержание пыльцы сосны в морских осадках обычно значительно больше, чем ее участие в растительном покрове прилегающих побережий. Перенос пыльцы в толще воды течениями, по-видимому, ограничен сравнительно небольшими площадями. Вынос пыльцы реками имеет большое значение для формирования спектров в ограниченном радиусе.

Пыльца травянистых растений в том случае, когда травы не являются доминирующим типом растительного покрова, в спорово-пыльцевых спектрах отражается слабо. В отложениях нижнего и среднего сармата пыльца трав встречается очень редко. Формирование степной растительности на юге Русской равнины начинается в позднем сармате, и окончательно этот процесс завершается в мэотисе. Это находит свое отражение в спорово-пыльцевых спектрах осадков Черного моря. Особенно большое повышение содержания травянистой пыльцы в спектрах происходит во время регрессий моря, когда значительная часть шельфа становится выше уровня моря и заселяется недревесной растительностью, главным образом голофитами из семейства Chenopodiaceae.

В плейстоцене регрессии Черного моря были связаны в основном с эпохами оледенений. Под влиянием ледников создавались специфические климатические условия, распространявшиеся на огромные территории к югу от края ледника. Большая сухость воздуха при низких температурах приводила к формированию особого типа растительности — так называемой перигляциальной, в состав которой входили ксерофиты, главным образом полыни и маревые.

В горах, где влажность была больше, частично сохранилась древесная растительность, но вследствие низких температур значительно понижались границы вертикальных поясов. Основную роль в составе лесов играли сосна и береза. Широколиственные и другие теплолюбивые породы имели очень ограниченное распространение и находили убежище в небольших по площади рефугиумах. Все это находит яркое отражение в составе спорово-пыльцевых спектров из отложений Черного моря.

В результате изучения кернов скважин удалось выделить палинологические комплексы, фиксирующие изменения растительного покрова и характеризующие основные этапы в развитии природной среды за время накопления осадков.

ИЗВЕСТКОВЫЕ НАНОФОССИЛИИ В КЕРНАХ ГЛУБОКОВОДНОГО БУРЕНИЯ

Изучение остатков известкового нанопланктона было произведено в 76 образцах, отобранных из керна скважин: 379A, 379B, 380, 380A, 381. Из всех образцов были изготовлены препараты, которые тщательно просматривались под обычным микроскопом в диапазоне увеличений 1000–1200. В тех случаях, когда количество нанофоссилий превышало в препаратах 1%, а также выборочно и в других интервалах была использована электронная микроскопия просвечивающего и сканирующего типов[1].

Кокколиты обнаружены в большинстве изученных образцов, в частности в скв. 379 – в 22 образцах из 26, в скв. 379B – во всех 8 образцах, в скв. 380 – в 11 образцах из 12, в скважине 380A – в 8 образцах из 15, в скв. 381 – в 8 образцах из 15. Как правило, это редкие и даже единичные в пределах препарата остатки нанофоссилий, переотложенные из более древних отложений. Сохранность их обычно неудовлетворительная, детали строения искажены в результате перекристаллизации кальцита, так что видовые определения далеко не всегда можно сделать даже с помощью электронного микроскопа (табл. VI, фиг. *1–3*).

Среди переотложенных кокколитов и дискоастеров подавляющее большинство принадлежит палеогеновым и позднемеловым видам. Среди позднемеловых кокколитов определены Cartnerago obliquum (Gart.), Lithraphidites carniolensis Defl., Prediscosphaera sp., Tremalithus parvidentatus (Defl. et Fert) (см. табл. VI, фиг. *1*), Watznaueria sp., Zygodiscus sp. (см. табл. VI, фиг. *2*). В числе палеогеновых нанофоссилий явно превалируют эоценовые виды: Blackites sp., Campylosphaera dela (Bram. et Sull.), Chiasmolithus cf. grandis (Bram. et Ried.), C. oamaruensis (Delf.), Coccolithus eopelagicus Bram. et Ried. (см. табл. VI, фиг. *3*), C. formosus Kampt., Discoaster barbadiensis Tan., D. cf. binodosus Mart., Discolithus multiporus Kampt., Prinsius sp., Transversopontis obliquipons (Defl.), Reticulofenestra sp. и др.

Встречены редкие палеоценовые дискоастеры: Discoaster cf. multiradiatus Bram. et Ried. Также редки находки неогеновых кокколитов: Cycloccolithus cf. leptoporus (Murr. et Blackm.), Discoaster cf. brouweri Tan.

Совершенно своеобразный комплекс автохтонных кокколитов обнаружен в обр. 10–6 и 11–2 скв. 379A, а также обр. 6–4 и 6сс скв. 379B. Нанофоссилии этих образцов составляют не менее 10% осадков, или подавляющую часть карбонатов. Они представлены исключительно кокколитами рода Gephyrocapsa, причем почти одним его видом – G. caribbeanica Boudr. et Hay (табл. VII, фиг. *1, 2*). Кокколиты этого вида обладают заметной изменчивостью: встречены формы с сомкнутой и разомкнутой центральной перемычкой (югума), а также с расщепляющейся у основания перемычкой. Изменчива также структура и самого щитка (см. табл. VII, фиг. *3*).

Неоднократно обнаружены целые коккосферы G. caribbeanica, также несколько отличающиеся слагающими их кокколитами (см. табл. VII, фиг. *3, 4*). Наличие коккосфер свидетельствует о благоприятных условиях осадконакопления без существенной переработки осадка илоедами. Изменчивость кокколитов, возможно, связана с несколькими подвидами рода Gephyrocapsa, однако окончательное решение этого вопроса требует специального исследования. В единичных случаях были встречены кокколиты, очень близкие к виду G. cf. oceanica Kampt. (табл. VIII, фиг. *4*). Следует отметить, что во всех четырех образцах, несмотря на то что с помощью электронных микроскопов были просмотрены сотни кокколитов, не было встречено ни одного достоверного экземпляра Emiliania huxleyi (Lohm.). Этот вид не отмечен и участником 42Б рейса С. Пёсивалом [Percival, 1978], специально изучавшим нанофоссилии. Вместе с тем в голоценовых отло-

[1] Изучение образцов с помощью просвечивающего электронного микроскопа ЭМ-5 проводилось на кафедре минералогии и петрографии Харьковского государственного университета с помощью сканирующего электронного микроскопа JSM-U3 в аналитической лаборатории ИО АН СССР.

жениях района бурения скв. 379 обнаружены тонкие прослойки кокколитовых илов, буквально переполненные кокколитами E. huxleyi и содержащие редкие экземпляры Braarudosphaera bigelowi Gran et Braarud и Syracosphaera sp. (см. табл. VI, фиг. *4*). Иногда B. bigelowi дает вспышки популяции, однако постоянно в голоценовой части разреза присутствует E. huxleyi как в известковых прослоях, так и вне их. Кокколиты E. huxleyi обнаружены и в плейстоценовых отложениях материкового склона анатолийского побережья Черного моря [Шуменко, Шимкус, 1977; Shimkus et al., 1978], а также в обр. 39–5 скв. 380 (табл. IX).

По стратиграфическому положению, как это следует из анализа диатомей и палинологических данных [Жузе, Мухина, 1977; Jouse, Mukhina, 1978; Koreneva, Kartashova, 1978; Щербаков и др., 1977], 12-метровый интервал (90,6–102 м) скв. 379 относится к рисс-вюрмскому межледниковью и датируется карангатом. Таким образом, слои с нанофлорой Gephyrocapsa должны быть отнесены к зоне E. huxleyi N 21, возраст нижней границы которой определяется для Средиземного моря в 0,58 млн. лет [Cita, Ryan, 1973; Ryan, 1973]. В средиземноморских отложениях этой зоны, кроме вида-индекса, отмечены Gephyrocapsa caribbeanica Bourd. et Hay, Helicopontosphaeara kamptneri Hay et Mohl., Coccolithus pelagicus (Wall.), Cyclococcolithus leptoporus (Murr. et Blackm.) [Bukry, 1973]. Отсутствие последних трех видов в исследованных отложениях скв. 379 можно объяснить более низкой по сравнению со Средиземным морем соленостью черноморских вод карангатского века и, вероятно, несколько пониженной температурой. Однако в отношении E. huxleyi такое объяснение неприменимо, поскольку этот вид успешно выдерживает широкие колебания солености [Bukry, 1974] и температуры [McIntyre et al., 1970]. Отсутствие E. huxleyi в карангатских отложениях не может быть объяснено и растворением их хрупких кокколитов в результате диагенетических или эпигенетических процессов в осадке или породе, поскольку у кокколитов G. caribbeanica в ряде случаев обнаружены реликты тончайшей сетки, закрывавшей центральное отверстие (см. табл. VIII, фиг. *1*). Остается предположить, что отсутствие E. huxleyi и обилие G. caribbeanica в нижней части зоны E. huxleyi отражает реальные особенности миграции и расселения нанофлоры в Средиземном и Черном морях и может быть использовано для целей биостратиграфии как характерный признак отложений карангатского возраста.

В обр. 40,1,15–17 скв. 381 было обнаружено обилие известковых нанофоссилий (табл. X). Среди многочисленных видов определены Coccolithus eopelagicus (Bram. et Ried.), Cyclococcolithus formosus Kampt., Discolithus multiporus (Kampt.), Reticulofenestra placomorpha (Kampt.) (=R. umbilica (Levin)), Helicopontosphaera lophota (Bram. et Sull.), H. seminulum (Bram. et Sull.), Blackites creber (Defl.), Chiasmolithus expansus (Bram. et Ried.), C. solitus (Bram. et Sull.), Zygolithus dubius Defl., Rhabdolithus gladius (Locker), Discoaster barbadiensis Tan, D. kupperi Strad., D. saipanensis Bram. et Ried., D. cf. tani Bram. et Ried, Sphenolithus radians Defl., Pemma sp., Clatrolithus sp., Thoracosphaera sp. и др., а также единичные более древние кокколиты. Хорошая сохранность нанофоссилий, в которых иногда присутствует даже тончайшая сетчатая мембрана (см. табл. X, фиг. *2*), отличает их от обычных переотложенных форм и позволяет датировать их возраст первой половиной среднего эоцена (зона Np-15 Chiasmolithus alatus или Nannotetrina fulgens). Наличие прослоя эоценовых пород среди отложений неогена, так же как и ранее обнаруженные в результате драгирования материкового склона в районе Синопа подобные находки [Шуменко, Шимкус, 1977], могут быть объяснены, по нашему мнению, только наличием полосы олистостромов вдоль Анатолийского побережья Черного моря.

Несомненный интерес представляют находки переотложенных кокколитов в кернах 39,5,138–140 скв. 380 и 40,1,15–17 скв. 381. В отличие от отмеченного "постоянного фона" меловых и палеогеновых нанофоссилий в этих интервалах кокколиты более часты и отличаются хорошей сохранностью, что может быть объяснено местными или незначительными по длительности переноса перемещениями материала. В скв. 380 наряду с частыми кокколитами E. huxleyi встречены

разнообразные представители средиземноморской современной и плейстоценовой нанофлоры: Cyclococcolithus leptoporus (Murr. et Blackm.), Umbilicosphaera mirabilis Lohm., Rhabdosphaera clavigera Murr. et Blackm., Gephyrocapsa oceanica Kampt., G. caribbeanica Bo u dr. et Hay, Umbellosphaera irregularis Paasch. — и фрагменты, сходные с Pseudoemiliania lacunosa Kampt. (см. табл. IX). Кроме того, встречаются и редкие кокколиты мелового возраста и палеогеновые дискоастеры. Находка разнообразного комплекса плейстоценовых кокколитов может быть истолкована как показатель гидрологических условий, близких к средиземноморским, по крайней мере в некоторые моменты плейстоценовой истории прибосфорской части Черного моря.

Таким образом, несмотря на бедность черноморского керна нанофоссилиями и на ограниченное число образцов, представленных в наше распоряжение, все же имеются основания для некоторых существенных выводов.

1. Можно предположить, что появление в Черном море E. huxleyi произошло не позднее раннего древнеэвксина — палеоузунлара, а возможно, даже связано с чаудинским временем. Это вносит коррективы в существующие представления [Федоров, 1978]. 2. С карангатской трансгрессией связан расцвет G. caribbeanica. 3. Находки переотложенных меловых, палеогеновых и плейстоценовых кокколитов хорошей сохранности свидетельствуют о присутствии соответствующих коренных отложений на незначительном удалении от района осадконакопления. Дальнейшие более полные исследования керна, по-видимому, позволят получить новые данные по неогеновой и плейстоценовой истории нанофлоры Черного моря.

РАКОВИНЫ МОЛЛЮСКОВ В ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ГЛУБОКОВОДНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ

Плейстоценовые отложения Черноморской области были подразделены Н.И. Андрусовым [1918а,б; 1926], А.Д. Архангельским и Н.М. Страховым [1938] на чаудинский, древнеэвксинский, узунларский, карангатский и новоэвксинский горизонты. К голоцену А.Д. Архангельским и Н.М. Страховым были отнесены древнечерноморские слои. Более дробное подразделение позднечетвертичных и голоценовых донных отложений Черного моря было дано Л.А. Невесской и Е.Н. Невесским [Невесская, 1958, 1962, 1963; Невесская, Невесский, 1961].

Все эти схемы были составлены для достаточно мелководных осадков — отложений террас и донных осадков, взятых на глубинах моря до 50 м. Что касается глубоководных позднечетвертичных осадков, то А.Д. Архангельский и Н.М. Страхов [1938] среди них выделили новоэвксинские, древнечерноморские и современные отложения, а при работах НИС "Атлантис-II" для некоторых колонок, взятых на глубинах 150—2000 м, по находкам моллюсков стало возможно выделить тарханкутские, новоэвксинские, бугазские, каламитско-витязевские и джеметинско-каламитские слои [Невесская, 1974].

В скв. 380, 380А и 381 БС "Гломар Челленджер" остатки моллюсков оказались чрезвычайно скудными. При камеральной обработке материалов в Палеонтологическом институте АН СССР были просмотрены образцы в скв. 380: Осс; 2,5,88—116; 4сс; 5,4, 100—121; 6,3,127—170; 7сс; 11сс; 15сс; 22сс; 33сс; 36сс. Остатки моллюсков были обнаружены только в обр. Осс; 2,588—116; 4сс, 5,4,100—121; 6,3, 127—170; 36сс. В обр. Осс — обломки Dreissena rostriformis (Desh.); в обр. 2,5, 88—116 — раковины молодых экземпляров и окатанные обломки Dreissena rostriformis (Desh.), реже — Dr. polymorpha (Pall.), окатанный обломок Didacna sp., обломки и целые раковины Micromelania caspia lincta Mil. В обр. 4сс — мелкие раковины < 0,5 мм (молодь) Dreissena rostriformis (Desh.) и Monodacna caspia (Eichw.), молодь гастропод: Bittium reticulatum (Costa) и др.; здесь же встречены фораминиферы. В обр. 5,4,100—121 — неопределимые обломки гастропод, редкие мелкие раковины молодых Dreissena rostriformis (Desh.). В обр. 6,3, 127—170 — неопределимые обломки двустворчатых моллюсков. В обр. 36сс — окатанные обломки Dreissena sp. и мелкая раковинка (около 1 мм) Didacna (?) sp.

Таким образом, обр. 0сс; 5,4,100–121 скв. 380 (эпизод "Celia", по предварительному описанию) содержат раковинки молодых Dreissena rostriformis и Monodacna caspia – типичных новоэвксинских солоноватоводных форм. В обр. 4сс встречены мелкие раковины морского вида Bittium reticulatum, характерного как для верхнеголоценовых отложений, так и для карангатского горизонта. Окатанные обломки Didacna sp. в обр. 2,5,88–116 происходят скорее всего из древнеэвксинских отложений. К древнеэвксинским могут принадлежать и остатки Dreissena и Didacna (?) sp. из обр. 36сс (эпизод "Anna", по предварительному описанию).

Просмотр обр. 5сс, 8сс, 20сс, 26сс, 29сс, 36сс, 40сс, 45Тор, 52сс, 66сс из скв. 380А и обр. 7сс, 9Тор, 10сс, 13сс, 14Тор, 19Тор, 22сс, 26сс, 31сс, 33сс из скв. 381 показал наличие неопределимых обломков двустворчатых моллюсков только в двух образцах – 8сс и 36сс скв. 380А, в остальных остатки моллюсков не обнаружены. В целом находки раковин моллюсков ограничиваются отложениями, предварительно отнесенными к эпизоду "Celia" (скв. 380) и эпизоду "Anna" (обр. 36сс скв. 380 и 8сс скв. 380А).

Наиболее древние из встреченных в образцах видов моллюсков могут быть древнеэвксинскими (Didacna sp.). Более детальное определение возраста отложений по перечисленным находкам моллюсков невозможно.

Находки лишь мелких раковин молоди и обломков, часто окатанных, свидетельствуют об отсутствии условий для развития бентосных форм во время отложения вмещающих их осадков. Можно предполагать, что эти осадки образовались на значительных глубинах при наличии сероводородного заражения. Молодь и обломки крупных раковин могли заноситься с мелководья, так что их наличие в осадках говорит об усилении подвижности вод в результате турбулентных течений.

МИКРОФАУНА ОСТРАКОД ПЛИОЦЕНА И ПЛЕЙСТОЦЕНА

В стратиграфо-палеонтологической лаборатории НИЛЗарубежгеологии с целью определения фауны остракод были исследованы образцы из четырех скважин: скв. 379А – 38 образцов, скв. 379Б – 1 образец, скв 380А – 44 образца, скв. 380 – 39 образцов и скв. 381 – 25 образцов. В результате остракоды были выявлены в 33 образцах.

Для изучения остракод раковины должны быть выделены из вмещающей породы (по методике, принятой в СССР [Основы..., 1960]). Обработка зависит от характера пород, и раковины выделяются отмучиванием, прокаливанием, сплавлением, растворением в кислоте или препарировкой вручную. Навеска образца составляет не менее 150–200 г. Отмучивание применяется для рыхлых пород. Оно основано на размачивании образца обычно более или менее длительным кипячением до полного его разрыхления и последующего многократного промывания при помощи мелкого сита с целью получения освобожденного от глиняных частиц более тяжелого осадка. Наряду с минеральными частицами осаждаются и органические остатки, в том числе раковины остракод.

Прокаливание применяется для плотных пород, преимущественно известняков и доломитов. Оно основано на разрушении пород под действием резкой смены температур. Оплавление применяется для плотных пород типа мергелей, не поддающихся или с трудом поддающихся раскипячиванию и спекающихся при сильном нагревании. Растворение в кислоте применяется только в тех случаях, когда раковины подверглись окремнению, а вмещающая порода карбонатная. Размельченный тем или иным способом образец рассматривается под бинокулярной лупой и обнаруженные в нем раковины переносятся в специальную камеру (камеру Франка). Освобождённые от породы раковины изучаются под бинокулярной лупой при различных увеличениях.

Методика изучения раковин остракод не отличается от методики изучения других групп беспозвоночных, обладающих двустворчатой раковиной, т.е. производят-

Таблица 7

Ископаемые остракоды

Колонка	Глубина, м	Секция	Интервал, см	Вид	Возраст
1	2	3	4	5	6
			Скв. 379А		
4	26–35,5	2	100–120	*Advenocypris* sp.	
6	45–54,5	1	50–72	Обломки	
6	45–54,5	2	130–150	"	
8	64–73	5	100–120	*Leptocythere bacuana* (Liv.), *Caspiolla* ex gr. *karatengisa* Mand., *Lozoconcha* sp.	Q
10	88–92,5	3	130–150	Обломки	
15	130,5–140	4	52–70	"	
19	168,5–178	2	70–90	"	
21	187,5–197	2	100–120	"	
38	349–358,5	4	58–78	"	
43	387–396,5	5	30–50		
46	415,5–425	6	60–80		
53	482–491,5	1	80–100	*Caspiolla acranasuta* (Liv.), *Pontoniolla* sp.	N_2
			Скв. 380		
2	9,5–19,0	5	88–116	*Thyrrenocythere amnicola* Sars.	Q
5	38–47,5	4	100–121	*Lozoconcha unodensa* Mand., *Paracyprideis naphtatscholana* Liv., *Bacunella dorsoarcuata* (Zal.), *Leptocythere nedicata* Step., *Thyrrenocythere amnicola* Sars.	"
6	47,5–57,0	3	127–100	*Bacunella dorsoarcuata* (Zal.)	Q
8	66,5–76,0	1	50–70	Обломки	
13	114–123,5	1	80–100	*Caspiolla* sp.	Q
22	199,5–205	3	50–70	*Caspiolla gracilis* var. *bacuana* Lub.	"
27	247–256,5	3	100–115	Обломки	
			Скв. 380А		
5	370,5–380	3	58–76	Обломки	
8	399–408,5	2	60–80	*Bacunella dorsoarcuata* (Zal.)	
10	418–427,5	2	130–150	*Leptocythere* sp., *Caspiolla* sp.	
12	437–446,5	3	50–70	*Leptocythere andrusovi* (Liv.), *Lept. bacuana* (Liv.), *Cytherure* sp., *Caspiolla balcanica* (Zal.), *C. acranasuta* (Liv.), *Caspiocypris filona* (Liv.), *Cytherisa* ex gr. *bogatschevi* Liv., *Pontoniella acuminata* (Zal.), *Loxoconcha petasa* Liv.	N_2
14	456–465, 5	2	46–13	Обломки	
19	508, 5–513	2	80–100	"	
20	513–522,5	2	50–71	*Caspiolla acranasuta* (Liv.), обломки остракод	

Таблица 7 (окончание)

1	2	3	4	5	6
25	565–570	3	40–60	*Pontoniolia acuminata* (Zal.), *Caspiolla* ex gr. *karatengisa* Mand.	
			Скв. 381		
1	0–9,5	2	20–40	*Caspiolla gracilis* var. *bacuana* Lub., *Loxoconcha* ex gr., *endocarpa* Sharap., *Thyrrenocythere amnicola* Sars., *T.* sp., *Leptocythere bosqueti* Liv., *Loxoconcha unodensa* Mand:	Q
5	38–47,5	3	95–115	*Bacunella dorsoarcuata* (Zal.,), *Loxoconcha* ex gr. *endocarpa* Sharap.	Q
7	57–66,5	4	50–70	*Caspiolla karatengisa* Mand., *Loxoconha eichwaldi* Liv.	
8	66,5–76	5	60–80	*Bacunella dorsoarcuata* (Zal.), *Pontoniella acuminata* (Zal.), *Caspiolla karatengisa* Mand., *Caspiolla acranasuta* (Liv.), *Caspiocypria candida* (Liv.), *Caspiolla balcanica* (Zal.)	N_2
10	85,5–95	4	90–100	Обломки остракод	
12	104,5–114	4	100–120	*Pontoniella acuminata* var. *striata* Mand., *Caspiolla acranasuta* (Liv.), *Pontoniella schemachaensis* Mand.	

ся измерения, зарисовки и описание как закрытых раковин, так и отдельных их створок. Результаты определений приведены в табл. 7.

Несмотря на тщательность обработки, остракод встречено сравнительно немного. В скв. 379А – в 12 образцах из 39; в скв. 380 – в 7 образцах из 29 обработанных. В скв. 380А – в 8 образцах из 44 и в скв. 381 – в 6 образцах из обработанных 25. В изученных образцах нами проведены определения остракод вплоть до вида, что позволило выявить плиоценовые и четвертичные комплексы.

Из-за отсутствия достаточного количества материала определение возраста пород до яруса оказалось затруднительным. В скв. 379А обнаружена малочисленная фауна остракод, возраст точно не определен. В скв. 380 в интервале 9,5–209 м обнаружена характерная фауна остракод. В скв. 380А в интервале 437–570 м нами определена фауна плиоценового возраста. В скв. 381 в верхах разреза на глубинах от 0 до 47,5 м встречена четвертичная фауна. Ниже, с глубины 66,5 по 114 м, выявлены остракоды плиоценового возраста, т.е. в данном разрезе скважины наблюдается граница четвертичных и плиоценовых отложений.

В палеоэкологическом отношении изученные остракоды в упомянутых скважинах характеризуют собой условия солоноватоводных бассейнов в плиоценовое и четвертичное время.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ЧЕРНОГО МОРЯ ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ДИАТОМЕЙ И СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВОГО АНАЛИЗА ГЛУБОКОВОДНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

В познании геологической истории Черного моря глубоководное бурение отложений, произведенное в рейсе 42В БС "Гломар Челленджер", явилось качественно новым этапом. За длительное предшествующее время сложились основные представления об истории Черного моря в миоцен-плиоценовое и четвертичное время, базирующиеся главным образом на фаунистических комплексах моллюсков в береговых террасах [Андрусов, 1917, 1926, 1928, 1929а,б; Давиташвили, 1931, 1932; Архангельский, Страхов, 1938; Муратов, 1951; Федоров, 1963, 1969, 1978]. Глубоководные отложения, по существу, оставались вне сферы стратиграфических и палеонтологических исследований. Впервые в 1969 г. экспедиция на НИС "Атлантис" получила колонки осадков, максимально до 13 м длиной, соответствующие позднему плейстоцену и голоцену [Дегенс, Хант, 1971].

Несколько позже экспедицией Южного отделения ИО АН СССР НИС "Академик Вавилов" были получены колонки осадков, охватывающие весь голоцен [Шимкус и др., 1973]. Бурением с БС "Гломар Челленджер" были вскрыты ненарушенный разрез плейстоценовых отложений в центральной котловине моря (скв. 379) и миоцен-плейстоценовые разрезы в районе Босфора (скв. 380–380А и скв. 381). Для их стратиграфического и палеогеографического исследования были привлечены диатомовый и спорово-пыльцевой методы. Сопряженное использование диатомей и спорово-пыльцевых данных при биостратиграфических и палеогеографических исследованиях глубоководных отложений Черного моря в значительной мере явилось проверкой возможностей этих методов на фоне стандартных фаунистических исследований (моллюски).

Остатки диатомовых водорослей, а также силикофлягеллят и эбриидей дают четкую информацию о солевом и температурном режимах водоема. В равной мере они свидетельствуют о фациальных условиях осадконакопления и типе водоема в отношении его трофичности.

Спорово-пыльцевые комплексы в отложениях Черного моря позволили восстановить природную обстановку на окружающей территории. То обстоятельство, что в глубоководных отложениях моря оказалось обилие остатков диатомей хорошей сохранности, а также пыльцы растений, не могло не сказаться на полноте полученной информации. Однако встречаемость диатомей, спор и пыльцы в толще отложений далеко не равномерная. Многие слои полностью лишены диатомей, причем чаще в тех интервалах, в которых особенно высокой была концентрация растительных остатков.

ПОЗДНИЙ МИОЦЕН–ПЛИОЦЕН

Данные спорово-пыльцевого анализа (табл. 8) свидетельствуют о том, что в среднем миоцене все окружающие Черное море территории были заняты лесной растительностью сложного состава, в которой большое значение имели элементы субтропической и теплоумеренной листопадной флоры, ныне входящие в состав горных лесов Юго-Восточной Азии, а также элементы палеогеновой флоры.

В позднем миоцене и плиоцене под влиянием крупных тектонических и климатических изменений происходит перестройка растительного покрова Причерноморья. В горных районах продолжают существовать леса, сложные по структуре и флористическому составу, с хорошо выраженной вертикальной зональностью. Хвойные полидоминантные леса занимали верхний пояс растительности. Средний и частично нижний пояса растительности были заняты листопадными широколиственными лесами. Широкое распространение имели приречные и заболоченные леса. Основными породами в этих группировках были таксодиум, ольха, гикори, лапина, ликвидамбар, нисса.

В это время на Русской равнине происходит формирование нового безлесного типа растительного покрова — степи.

Таблица 8

Растительность Причерноморья и диатомовая флора Черноморского бассейна в позднем кайнозое, по данным глубоководного бурения

Отдел	Под-отдел	Слои, по П.В. Федорову	Характеристика растительности	Диатомеи: Экологические комплексы	Диатомеи: Характерные виды
Голоцен		Новочерноморские	Некоторое сокращение древесной растительности в связи с ухудшением климата и вырубкой лесов человеком	Океанический, более тепловодный, чем в древнечерноморских осадках	*Hemiaulus hauckii* Grun., *Chaetoceros peruvianus* Brightw. *Cyclotella caspia* Grun., *Thalassiosira oestrupii* (Osten.). Pr.-Lavr., *Rhizosolenia alata* Brightw., *Distephanus octonarius* var. *polyactis* в массе; силикофлягеллята
Плейстоцен	Верхний	Древнечерноморские	Широкое развитие широколиственных лесов с участием граба, бука, дуба и других пород	Планктонный морской солоноватоводный умеренно тепловодный	*Rhizosolenia setigera* (домин.), *Rh. calcar-avis* M. Schultze, *Rh. alata* Brightw., *Thalassionema nitzschioides* Grun.
		Новоэвксинские	Развитие перигляциальной растительности и сосновых лесов в горах. В позднем новоэвксине начало потепления климата (ранний голоцен) выражается в увеличении лесостепных ассоциаций с участием дуба		Отсутствуют
		Послекарангатские	Характерны частые смены (то увеличение открытых, степных, то лесных ассоциаций), связанные с изменениями уровня Черноморского бассейна и неустойчивостью климатических условий в начале валдайского оледенения, перед наступлением основной, наиболее холодной его фазы	Планктонный пресноводный галофильный, редкие морские умеренно холодноводные	*Stephanodiscus astraea* Kütz. — доминирует, *St hantzschii* Grun. — доминирует, *Cyclotella caspia* Grun., *Actinocyclus normannii* (Greg.) Hust. — единично, *Chaetoceros* sp. sp. — споры неритических видов, *Cymatopleura solea* W. Sr.
		Карангатские	Окончательно выбывают из состава растительности *почти все экзотические, чуждые современной флоре* элементы, еще имевшие место в растительности среднего плейстоцена. Леса современного типа, в горах с хорошо выраженной вертикальной зональностью. Хвойные, хвойно-широколиственные и широколиственные леса с участием граба, бука, дуба, ильма, липы, ольхи и других пород. Из хвойных преобладают ель, пихта, сосна. Площади степей сильно сокращаются	Планктонный морской и солоноватоводный тепловодный	*Cyclotella caspia* Grun., *Thalassiosira oestrupii* (Ost.) Pr.-Lavr., *Thalassiosira subsalina* Pr-Lavr. *Coscinodiscus janischii* A.S., *Coscinodiscus perforatus* Ehr., *Thalassionema nitzschioides* Grun., *Chaetoceros* sp. sp. — споры неритических видов
	Средний	Регрессия	Перигляциальная растительность	Планктонный пресноводный галофильный холодноводный	*Stephanodiscus astraea* Kütz., *St. hantzschii* Grun. — редко
		Узунларские	Хвойно-широколиственные леса с участием сосны и таксодиевых. Из широколиственных наибольшее значение имеют граб, ильм, бук, дуб. Немного липы и ольхи. Верхние части гор — темнохвойные из ели и пихты с участием березы. Площади, *занятые степями, значительно сокращаются*	Планктонный пресноводный и морской умеренно тепловодный	*Stephanodiscus astraea* Kütz. — доминирует, *St. gravitoides* Mukhina, *Actinocyclus normannii* (Greg.) Hust., *Cyclotella kützingiana* Thwait., *C. caspia* Grun. — единично, *Actinocyclus divisus* (Grun.) Hust. — редко
		Древнеэвксинские (поздние)	Безлесные ассоциации типа перигляциальных степей, связанные с днепровским оледенением, господствуют не только на равнинах, но и на склонах гор. Леса сохраняются лишь на защищенных участках. Теплолюбивые породы укрывались в небольших рефугиумах на Кавказе, в Карпатах и в других горах		
		Палеоузунларские, древнеэвксинские (ранние)	Преобладают лесные формации, хотя на юге Русской равнины господствуют степи. В горах хорошо выражена вертикальная зональность. Верхние части гор заняты хвойными лесами из ели, сосны и пихты с участием березы. Ниже склоны заняты хвойно-широколиственными лесами с преобладанием граба, ильма, липы, дуба, редко гикори. Из хвойных — сосны, криптомерия, секвойя	Планктонный морской — солоноватоводный умеренно тепловодный	*Actinocyclus normannii* (Greg.) Hust. — доминирует, *Cyclotella caspia* Grun., *Coscinodiscus janischii* A.S., *C. perforatus* Ehr., *Chaetoceros* sp. sp. — споры неритических видов, *Hermesinum adriaticum* Zachar.

Таблица 8 (продолжение)

Отдел	Подотдел	Слои, по П.В. Федорову	Характеристика растительности
Плейстоцен	Нижний	Регрессия	Перигляциальные степи с господством маревых и полыней. В горах сосновые и березовые леса
		Верхнечаудинские	Улучшение климатических условий привело к расширению площадей, занятых лесами, хотя степи продолжали занимать большие пространства. В составе лесов восстанавливаются некоторые элементы третичной флоры, в частности *Tsuga* aff. *diversifolia* и *T.* aff. *canadensis*, некоторые таксодиевые, гикори. В начале межледниковья — господство хвойных лесов *с участием ели, сосен, тсуги, в покрове — папоротник* осмунда. Примесь широколиственных невелика. Затем — увеличение широколиственных и таксодиевых
		Нижнечаудинские	Нижнеплейстоценовое покровное оледенение оказало огромное влияние на растительность Причерноморья. Из состава лесов окончательно выпали многие реликты третичной флоры. На огромных территориях распространились безлесные ассоциации перигляциального типа. Площади лесной растительности в горах резко сократились, и изменился их состав. Основными породами стали сосна и береза. Теплолюбивые породы сохранились в небольших по площади горных рефугиумах
Эоплейстоцен		Гурийские	Дальнейшее ухудшение климата, увеличение континентальности приводят к увеличению площадей, занятых степной растительностью. В составе лесов еще много реликтов третичной флоры, но основное значение приобретают роды, характерные для растительности плейстоцена (*Carpinus, Quercus*)
Плиоцен		Куяльницкие	Увеличение площадей, занятых степями как на Русской равнине, так и в Прикарпатье и других предгорных районах. Леса все еще богатого состава, хотя их видовое разнообразие постепенно уменьшается за счет выпадения наиболее теплолюбивых элементов
		Киммерийские	Некоторое сокращение площадей, занятых степной растительностью. В лесах преобладают сосны. Другие хвойные разнообразны по составу, но немногочисленны. Покрытосеменные очень разнообразны
		Понтические	На юге Русской равнины господствуют степи. В горах — леса, богатые по составу флоры. Среди хвойных преобладают сосны, но много тсуги, кедра, пихты, ели, сциодопитиса, секвойи, криптомерии и других таксодиевых. Среди покрытосеменных преобладают ильмовые, березовые, ореховые, главным образом гикори

Диатомеи	
Экологические комплексы	Характерные виды
Планктонный пресноводный и морские виды холодноводного	*Stephanodiscus astraea* Kütz., *Cymatopleura solea* W. Sm., *Actinocyclus divisus* (Grun.) Hust. — морской, часто, *Actinocyclus ochotensis* Jouse — морской, *Actinocyclus normannii* (Greg.) Hust. — редко
	Отсутствуют
Планктонный пресноводный, слабосолоноватоводный, холодноводный	*Cyclotella corona* Muknina — доминирует, *Stephanodiscus astraea* Kütz., *St. hantzschii* Grun.
Планктонный пресноводный, озерный, умеренно холодноводный	*Melosira elegans* Mukhina, *Cyclotella servantvildary* var. *elegans* Mukhina — доминирует, *Coscinodiscus hungaricus* Pant. — доминирует
Планктонный пресноводный, умеренно холодноводный	*Melosira praegranulata* Jousé, *M. praegranulata* f. *curvata* Jousé — доминирует, *Cyclotella serventvildary* Mukhina, *Stephanodiscus dubius* (Fricke) Hust.
Планктонный пресноводный, слабосолоноватоводный, тепловодный	*Melosira praegranulata* Jousé — доминирует, *M. bellicosa* Heribaud, *M.* aff. *hibschii* Reich., *M. elegans* Mukhina, *Stephanodiscus marginatus* Mukhina, *St. pontica* var. *triangula* Jousé — доминирует, *St. carconensis* Grun.
Планктонный пресноводный, слабосолоноватоводный, тепловодный	*Melosira praegranulata* Jousé — доминирует, *M. elegans* Mukhina, *M. bellicosa* Heribaud, *M. praeislandica* Jousé, *M. papilio* Mukhina, *Stephanodiscus pontica* Jousé — доминирует, *Gyrosigma* aff. *acuminatum* Rabh., *St. prohantzschii* Mukhina
Планктонный пресноводный с участием солоноватоводно-морских видов, умеренно тепловодный	*Melosira praegranulata* Jousé, *Melosira papilio* Mukhina, *Cyclotella proshkinae* Jousé, *Coscinodiscus stokesianus* Pant., *Actinocyclus ehrenbergii* Bail.

Таблица 8 (окончание)

Отдел	Подотдел	Слои, по П.В. Федорову	Характеристика растительности
Миоцен	Верхний	Мэотические, верхнесарматские	Начало формирования степной растительности на юге Русской равнины, однако леса, богатые по флористическому составу, продолжают занимать большие территории. В лесах увеличивается содержание широколиственных мезофильных листопадных пород. Из хвойных увеличивается содержание кедра и тсуги
		Средненижнесарматские	Продолжает господствовать лесная растительность, главным образом хвойные леса очень сложного флористического состава. Участие покрытосеменных невелико, но состав их очень разнообразен
	Средний	Конкские, караганские, чокракские, тарханские, коцакурские	Перерыв
	Нижний	Сакарогульские	Лесная растительность сложного флористического состава и экологии с большим участием элементов субтропической и теплоумеренной флоры. Среди хвойных преобладают разнообразные сосны пихты, ели, кетелеерия, таксодиевые, кипарисовые, немного подокарпус. Тсуга отсутствует. Покрытосеменные листопадные и вечнозеленые очень разнообразны. Преобладают представители семейства ореховых, главным образом энгельгардтия

Данные диатомового анализа свидетельствуют о том, что Черное море в период верхнесарматского времени было неглубоким, замкнутым, солоноватоводным бассейном. В отложениях скв. 380А был обнаружен аналог верхнесарматского комплекса диатомей, но заметно более обедненный. Он залегает непосредственно под слоем, хорошо охарактеризованным диатомеями мэотического возраста. Комплекс представлен бентическими видами, развивающимися на прибрежных мелководьях. Обычно их поселения располагаются не глубже 10—15 м. Среди них типичные солоноватоводные виды родов Achnanthes, Amphora, Caloneis, Nitzschia, Surirella, Amphiprora. Планктонные диатомеи в этом комплексе полностью отсутствуют. Пресноводные виды не обнаружены.

По сравнению с известными сарматскими флорами диатомей, описанными из береговых разрезов Таманского и Керченского полуостровов и Украины, найденная нами флора очень обеднена, видовое разнообразие резко снижено [Pantocsek, 1902; Макарова, Козыренко, 1966]. Мы объясняем этот факт неблагоприятными условиями фоссилизации, что видно по плохой сохранности панцирей диатомей. К концу позднесарматского века значительное количество видов верхнесарматского комплекса вымирает, что, вероятно, следует объяснять неблагоприятными для них морскими условиями, которые наступили в результате мэотической трансгресии.

Диатомеи	
Экологические комплексы	Характерные виды
Глубоководный океанический-неритический морской и солоноватоводный с заметным участием бентических видов	*Actinocyclus ehrenbergii* Bail. с разновидностями в массе, *Thalassiosira maeotica* Mibr., *Cyclotella praekutzingiana* Mukhina, *Stephanodiscus binderianus* (Kützj Krieger, *Coscinodiscus asteromphalus* Ehr., *Rhizosolenia alata* Brightw, *Rhizosolenia bezrukovii* Jousé, *Chaetoceros danicus* Cl., *Rhaphoneis maeotica* (Milov.) Sheshuk.-Gleser — в массе, *Hermisinum adriaticum* Zachar., *Archaeomonas* sp. sp.
Мелководный солоноватоводный бентический тепловодный	*Achnanthes brevipes* Ag., *A. brevipes* var. *intermedia* (Kütz) Cl., *Amphora variabilis* Kozir., *Amphiprora gigantea* Grun., *Caloneis liber* W. Sm., *Surirella striatula* Turp.
	Отсутствуют

Мэотическая флора диатомей совершенно отлична от сарматской. Ее представляют морские планктонные виды, развивавшиеся во время максимума трансгрессии и солоноватоводные в период регрессии. Комплекс морских планктонных диатомей характеризует среднюю часть слоя XIII. Помимо планктонных видов, в осадках очень разнообразен комплекс и бентических диатомей, появившихся, вероятно, в результате заноса из прибрежной зоны (скв. 381, обр. 35,5).

В кровле мэотического слоя и у его основания в составе диатомей доминирует солоноватоводный прибрежный вид — Actinocyclus ehrenbergii. Вместе с ним встречаются тепловодный Hermisinum adriaticum Zachar. (семейство Ebriaceae) и разнообразные споры Archaeomonadacea. Последние органические остатки неясного систематического положения очень часто встречаются в миоценовых осадках Паратетиса [Hajos, 1968; Rehakova, 1975]. Планктонную флору диатомей представляют Cyclotella praekutzingiana Mukhina, Chaetoceros danicus Cl., Rhizosolenia bezrukovii Jousé, Rhaphoneis maeotica (Milov.) Shesh.-Gleser и некоторые Stephanodiscus, которые приурочены к кровле мэотического слоя. Все указанные виды в современной флоре не встречаются. В основании слоя в скв. 381 обр. 38сс на фоне массовых скоплений спор и пыльцы встречаются виды, выше не отмеченные:

Cyclotella castracanae Brun., Thalassiosira maeotica (Milov.) Shesh.-Gleser, Coscinodiscus perforatus Ehr., C. asteromphalus Ehr., Coscinodiscus sp. sp.

Богатый мэотический комплекс видов, вероятно, соответствует времени максимума трансгрессии и осолонения. В конце мэотического века море постепенно опреснялось и превращалось в закрытый водоем, о чем свидетельствуют солоноватоводные и пресноводные диатомеи, появившиеся в вышележащих отложениях. Значительное число мэотических видов (22%) вымерло к концу этой эпохи [Макарова, Козыренко, 1966].

Время существования плиоценового бассейна ознаменовалось появлением крайне своеобразной и в ряде случаев эндемичной флоры диатомей. За время понта, киммерия, куяльника и гурия в Черном море развивалась солоноватоводно-пресноводная флора. Ее характеризуют разнообразные вымершие виды Melosira, Stephanodiscus и в верхних ярусах — Cyclotella. Их массовые скопления в осадках свидетельствуют об обилии диатомей в поверхностных водах за все время существования плиоценового бассейна. Некоторый численный спад наблюдается в конце куяльника.

Наряду с некоторыми видами диатомей, проходящими от понта до куяльника, большая часть других видов имеет короткие временные вертикальные диапазоны. Выделяются четыре комплекса видов, соответственно типичных только для понтийских, киммерийских, куяльницких и гурийских отложений. Именно эти так называемые зональные виды весьма ценны в стратиграфическом и палеогеографическом аспектах и для целей корреляции.

Анализ материалов, полученных в результате бурения из толщи отложений понта, киммерия и куяльника, показывает высокие темпы развития диатомей. За это время появились новые виды и их разновидности. В раннем плиоцене мы встречаемся, например, с предковой формой современного Stephanodiscus hantzschii (St. prohantzschii sp. nov.), понтической Stephanodiscus pontica Jousé в киммерии образовал своеобразную треугольную форму St. pontica var. triangula. Типичная для куяльницкого горизонта Cyclotella servant-vildary Mukhina в гурийских отложениях представлена C. servant-vildary var. elegans. Такие филогенетические линии, вероятно, не исчерпываются приведенными примерами, и для их определения нужны специальные исследования.

Melosira и Stephanodiscus характеризуют флору за время понта и киммерия. В осадках куяльника такую роль выполняет Cyclotella — род, представленный здесь одним, но массовым видом. Появление Cyclotella следует расценить как указание на понижение температуры поверхностных вод, так как для многих видов данного рода благоприятной средой обитания являются умеренно холодноводные слабо минерализованные воды олиготрофного типа. Наиболее благоприятные условия для развития диатомей начались со второй половины понта и особенно высокой степени достигли в киммерии. Некоторое ухудшение наступает к концу куяльницкого времени. В скв. 381 диатомеи отсутствуют вплоть до древнеэвксинских отложений, т.е. в толще осадков мощностью до 140 м (скв. 381 колонки 19,5—4сс).

Иная картина наблюдается в образцах скв. 380А. Здесь выделяется слой, сопоставляемый с гурийскими отложениями (обр. 32,1, 6—9), очень богатый диатомеями — 250 млн. створок/г. Флору характеризуют три плиоценовых вида: Cyclotella servant-vildary var. elegans Mukhina, Coscinodiscus hungaricus Pant., Melosira elegans f. tenuis Mukhina. Какие-либо плейстоценовые виды в составе комплекса отсутствуют. Таким образом, по материалам скв. 380А удалось проследить этапы развития диатомей за весь плиоцен. При относительной стабильности палеогеографической обстановки за этот период, о чем свидетельствует близкая по типу флора диатомей понта, киммерия, куяльника и гурия, происходили несомненные колебания солености, температуры поверхностных вод и их трофичности. Колебание солености выражалось в снижении роли пресноводных галофильных Melosira по сравнению с солоноватоводными Stephanodiscus в отдельные периоды понта и киммерия. Появление Cyclotella в куяльницкую эпоху свидетельствует о понижении

температур поверхностных вод и изменении эвтрофного водоема на более или менее олиготрофный.

Наибольшая эвтрофность вод, несомненно, соответствовала второй половине понта и киммерию, когда роль диатомей в осадконакоплении была исключительно высока.

ПЛЕЙСТОЦЕН И ГОЛОЦЕН

Раннеплейстоценовое оледенение Европы оказало огромное влияние на климат и растительность Причерноморья. Большинство термофильных пород закончило свое существование в эоплейстоцене. Основные территории были заняты перигляциальными степями. Лесные формации сохранялись лишь в наиболее благоприятных местообитаниях в горах. Такой тип растительного покрова был характерен для всех ледниковых эпох плейстоцена (см. табл. 8).

В течение межледниковий в растительном покрове преобладали лесные формации сложного флористического состава и экологии. В то же время степные формации играли заметную роль. В плейстоцене происходило постепенное обеднение флоры древесных пород за счет термофильных элементов (субтропических вечнозеленых, мезофильных листопадных и экзотических хвойных). Это явилось следствием многократных оледенений. В то же время увеличивалось разнообразие флоры травянистых растений. Последние образовывали растительные сообщества (луга и степи), занимавшие обширные территории во время межледниковий, а во время оледенений господствовавшие почти безраздельно.

Отсутствие диатомей в осадках непосредственно выше плиоценовой границы следует объяснять также резкими изменениями природной обстановки в начале плейстоцена. Плейстоценовая история Черного моря отличается многократными сменами морского режима на почти пресноводный в результате изменений уровня бассейна при трансгрессиях и регрессиях. Наиболее ранние следы появления диатомей в плейстоцене соответствуют осадкам чаудинского горизонта. В скв. 381 этот слой, однако, никак не выражен из-за отсутствия остатков диатомей, в скв. 380А он лежит на глубине 485 м от основания скважины в колонках 17,2—17,1. В комплексе диатомей появились виды, совершенно чуждые всей предшествующей истории Черного моря. Это три вида массовой численности: Stephanodiscus astraea, Stephanodiscus hantzschii Grun. и Cyclotella corona Mukhina [Jouse, Mukhina, 1978]. Первые два вида существуют среди обитателей Черного моря до сих пор в опресненных заливах и в приустьевых участках. Третий вид — Cyclotella corona впервые здесь обнаружен[1]. В соответствии с экологией Stephanodiscus astraea и St. hantzschii, Cyclotella corona, вероятно, вид умеренно холодноводный, пресноводный галофил. Чаудинский слой отделен от залегающих выше древнеэвксинских отложений значительной толщей (скв. 380А, обр. 16сс — 5сс), лишенной диатомей.

Начиная с древнеэвксинской эпохи намечаются закономерные изменения комплексов диатомей, позволяющие стратифицировать отложения плейстоцена и голоцена. Анализ имеющихся материалов показывает почти непрерывную летопись событий за указанное время. Удалось наблюдать неоднократные флористические смены вслед за изменением солевого и температурного режимов в Черном море за это время. Диатомеи отразили фациальные изменения осадконакопления в результате повышения и понижения уровня моря, т.е. условия трансгрессивные и регрессивные. Древнеэвксинское время было ярко выраженной морской стадией в истории Черного моря. Флору характеризовали солоноватоводно-морские эвригалинные виды с характерным Actinocyclus normannii. Этот вид в настоящее время исчез. По-видимому, потепление в карангатскую эпоху явилось тому причиной, так как Actinocyclus normannii — вид северно-бореальный. Однако наряду с этим умеренно холодноводным видом присутствуют тепловодные, такие, как Cyclotella caspia, Coscinodiscus perforatus.

Последующее похолодание, вызванное днепровской ледниковой эпохой, на диатомовой фауне Черного моря отразилось появлением холодноводных Actinocyclus

[1] Встречен единично в плейстоценовых осадках Японского моря.

divisus (Grun.) Hust., Actinocyclus ochotensis Jousé, типичных для среднеплейстоценовой флоры диатомей Охотского и Берингова морей и северной части Тихого океана. Естественно, возникает вопрос о путях проникновения столь северных элементов в Черное море. Одновременно с указанными морскими видами в комплексе диатомей имеются пресноводные галофильные виды — Stephanodiscus astraea и St. hantzschii, закономерно появляющиеся в эпохи похолодания в результате распреснения вод.

Хуже в составе диатомей отразилось время, последующее за древнеэвксином и палеоузунларом. До некоторой степени повторяются комплексы видов, присущие флоре диатомей этих эпох, однако при резком снижении видового разнообразия и численности. Доминантным видом продолжает оставаться Actinocyclus normannii, как это было в древнеэвксинском море. Бедность остатков диатомей, вероятно, усугубилась значительным терригенным разбавлением их в осадках.

В согласии с известной характеристикой карангатской эпохи как наиболее теплой и морской находятся полученные нами данные по флоре диатомей. По существу она адекватна современной черноморской флоре. В ней также отсутствуют некоторые средиземноморские роды диатомей (Asterolampra, Asteromphalus), для расселения которых в Черном море препятствием могла служить пониженная соленость.

Карангатская флора представлена Cyclotella caspia Grun., Thalassiosira subsalina Pr.-Lavr., Th. ocstrupii (Jorg.) Pr.-Larv., Thalassionema nitlschioides Grun., видами Chaetoceros и группой видов Coscinodiscus. Каких-либо эндемичных видов для карангатской эпохи не удалось обнаружить. В целом карангатская флора заметно теплолюбивей древнеэвксинской и узунларской.

Особые экологические условия Черного моря в голоцене были вызваны, как и в карангатскую эпоху, открытием водообмена со Средиземным морем, который прерывался во время новоэвксинской регрессии. В начале древнечерноморского этапа среди диатомей сохранялись некоторые холодноводные виды. Один из них, Rhizosolenia setigera Brightw., дает в осадках очень высокий максимум (колонка ст. 1857, интервал 114—90 см). В конце древнечерноморского этапа Rhizosolenia setigera исчезает и в современной черноморской флоре не числится.

По составу диатомей древнечерноморские слои сильно отличаются от новочерноморских. Последние накапливались в условиях более тепловодных и более океанических. В это время в составе диатомей появляются типичные средиземноморские пришельцы — Chaetoceros peruvianus Brightw. и Hemialus hauckii Grun.

С конца древнечерноморской эпохи появляется силикофлагеллята Distephanus octonarius var. polyactis, вид и ныне известный в Черном море. Численность его находится в пределах 20—30 млн. экз./г. Обилие силикофлагеллят в конце древнечерноморского и в течение всего новочерноморского этапов — весьма характерная черта планктонной флоры голоцена. С другой стороны, во время плейстоцена силикофлагелляты развивались крайне скудно, что было связано с неблагоприятными для них условиями солености.

Последнее, на что хотелось бы обратить внимание, касается исключительно высокой концентрации диатомей в осадках голоцена (свыше 300 млн. створок/г). Это является свидетельством весьма благоприятных условий для их развития, наступивших после поступления средиземноморских вод.

Флористический состав растительности в голоцене также аналогичен современному. В фазу климатического оптимума, совпадающего с максимальной трансгрессией голоцена, существовали наиболее благоприятные условия для распространения лесной растительности. Площади степей значительно сокращались. В позднем голоцене в связи с некоторой ксерофитизацией климата и деятельностью человека площади лесов несколько сократились.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Геохимические исследования проведены в четырех скважинах (379, 380/380A и 381) и охватили весь вскрытый стратиграфический разрез. Они включали определение содержаний основных макрокомпонентов ($CaCO_3$, $C_{орг}$, $SiO_{2аморф}$, Fe, Mn, Ti, P, K, Na), а также 24 микроэлемента (Cu, Zn, Ni, Co ,Cr, V, Cd, Li, Rb, Cs, Sn, Se, Mo, V, F, Br, La, Th, Hf, Sc, Eu, Sb, Ge, Ta). Кроме того, было изучено несколько колонок современных и позднечетвертичных отложений, отобранных ударными и поршневыми трубками близ месторасположения скважин.

Полученные данные позволили наметить основные особенности распределения макрокомпонентов и микроэлементов в разрезе и их взаимосвязь с особенностями седиментации и диагенезом осадков. Методика исследований охарактеризована в нашей предыдущей работе [Emelyanov et al., 1978].

В настоящей работе освещаются лишь черты геохимии макрокомпонентов и элементов: $CaCO_3$, $SiO_{2аморф}$, $C_{орг}$, Fe, Mn и P. Сведения по геохимии всех остальных изученных нами элементов опубликованы [Emelyanov et al., 1978]. Там же приведен весь фактический материал по макрокомпонентам и микроэлементам.

НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОХИМИИ ОТДЕЛЬНЫХ МАКРОКОМПОНЕНТОВ И ЭЛЕМЕНТОВ

Карбонаты

Как известно, в современных глубоководных осадках Черного моря ареалы высоких содержаний $CaCO_3$ (до 75%) приурочены к халистатическим областям. Здесь они почти нацело состоят из кокколитового кальцита. По периферии глубоководных впадин, а также в центральной области под ветвями циклонических течений, включая и районы скважин, содержания $CaCO_3$ понижены (10–30%). Основная часть карбонатов представлена кокколитовым кальцитом, в меньшей степени – обломочным кальцитом, доломитом и арагонитом [Trimonis, 1974]. В районах распространения богатых ОВ наноилов встречены игольчатые, рисоподобные зерна арагонита неорганического происхождения [Degens, 1971; Müller, Stoffers, 1974].

В разрезе пробуренных скважин выявляются как сходные, так и отличительные черты по степени обогащения осадков карбонатами, а также по их составу. В каждой из скважин это проявляется по-разному.

Скв. 379. В большей части разреза четвертичных осадков содержания $CaCO_3$ не превышают 30%. Лишь в нижних межледниковых пачках (7 и 9) встречены прослои с несколько большими содержаниями. В единичных случаях $CaCO_3$ превышает 50% (см. рис. 5).

В распределении $CaCO_3$ в ледниковых свитах характерны частые колебания небольшой амплитуды. Амплитуды существенно больше в межледниковых и межстадиальных сериях.

Во всем разрезе четвертичных осадков скв. 379 карбонаты представлены главным образом кальцитом [Trimonis et al., 1978]. В качестве небольшой примеси (до 3–4%) присутствует доломит (обычно при малых и повышенных – до 40% – содержаниях кальцита). Он не встречен при содержаниях кальцита > 50%. В еди-

ничных прослоях илов межледниковой пачки 5, обогащенных $C_{орг}$, *помимо кальцита*, содержится арагонит (4,6 – 13,2%). Характерно, что доломит там отсутствует, а арагонит представлен игольчатыми рисовидными зернами, что свидетельствует о хемогенной его природе.

Таким образом, в скв. 379 встречены прослои, где карбонаты состоят либо полностью из кальцита, либо из кальцита с небольшой примесью доломита, либо из кальцита и арагонита. Первые два типа распространены повсеместно, а третий – лишь в отложениях последнего межледниковья.

Следует отметить, что прослои с высокими содержаниями кальцита (> 50%) единичны и приурочены к межледниковым сериям. Остальные прослои с меньшими содержаниями кальцита, видимо, представлены в основном обломочным кальцитом. В качестве примеси в ряде случаев оптически диагносцирован хемогенный кальцит.

Скв. 380. Содержания карбонатов в разрезе четвертичных осадков низкие (чаще < 15%) (см. рис. 6). Лишь в верхней пачке их значения иногда превышают 20, а в единичных прослоях – 40%.

В составе карбонатного материала, помимо кальцита, почти повсеместно и, как правило, в больших количествах присутствует доломит. Нередки прослои, где доломита больше, чем кальцита. Единичные прослои представлены только доломитом. Другой отличительной чертой является спорадическое присутствие в нижней части разреза скважины сидерита. Он встречается совместно с кальцитом и доломитом и обычно имеет подчиненное значение. Редко его больше, чем доломита. В верхней пачке (Ic) встречаются прослои, где, кроме кальцита и доломита, присутствует и арагонит, причем его содержания почти такие же, как у кальцита и доломита.

Скв. 380А. Количественное распределение карбонатов в этой скважине весьма сложное (см. рис. 7). Для плиоценовых осадков типично чередование высококарбонатных со слабокарбонатными и бескарбонатными пачками (с почти нулевыми содержаниями $CaCO_3$). Эоплейстоценовые отложения характеризуются наличием многочисленных прослоев карбонатных и высококарбонатных осадков.

В составе карбонатного материала в пачке II чаще всего (но не всегда) доминирует кальцит, а доломит и сидерит имеют подчиненное значение и встречаются спорадически. Наблюдаются различные сочетания карбонатных минералов: кальцит–доломит–сидерит, кальцит–доломит, кальцит–сидерит (редко). Прослои с высокими содержаниями $CaCO_3$ состоят почти нацело из кальцита и содержат совсем небольшую примесь сидерита (до 3,3%). Появление или исчезновение как доломита, так и сидерита не обнаруживает связи с количественными колебаниями ни $CaCO_3$, ни $C_{орг}$.

В ледниковой серии эоплейстоценовых осадков (пачка III) сидерит присутствует спорадически и имеет подчиненное значение, хотя его содержание иногда выше, чем в пачке II. В единичных прослоях встречен доломит. Содержание кальцита в ряде прослоев достигает высоких величин (51–83% от кристаллической фазы). Прослои с высокими содержаниями карбонатов почти целиком состоят из кальцита.

В плиоценовых отложениях наблюдается неоднократное чередование пачек с высокими и низкими (почти нулевыми) содержаниями карбонатов. Как и пачка III, карбонаты представлены кальцитом и сидеритом. В высококарбонатных прослоях резко преобладает кальцит, а сидерит составляет сравнительно небольшую примесь. В низкокарбонатных илах, обогащенных ОВ, химическими определениями установлены почти нулевые содержания $CaCO_3$, встречен только сидерит, причем его количество достигает 10%. Обнаружены также прослои литифицированных сидеритов.

Один из сидеритовых прослоев (обр. 40,2,148–149) нами изучен в шлифе. Сохранившаяся реликтовая структура свидетельствует о полном замещении здесь сидеритом диатомового ила.

Из пачки IVd, сложенной брекчией и другими обломочными литифицированными отложениями, удалось изучить рентгенометрически и в шлифе образец известковой породы с реликтовой органогенной структурой, состоящей в основном из

кальцита, но содержащей примесь анкерита, который, вероятно, частично замещает кальцит. В шлифе встречены перекристаллизованные раковины организмов.

В пачке IVe, характеризующейся развитием слабокремнистых диатомовых карбонатных илов, минеральный состав карбонатов резко меняется — к кальциту добавляется доломит, который в ряде прослоев доминирует, достигая почти 40%. Сидерит не обнаружен. Кроме того, спорадически встречаются большие количества арагонита (23,1—48,4%). В слабокремнистых диатомово-карбонатных илах появляется характерное сочетание карбонатных минералов, не встреченное в остальных свитах этой скважины: кальцит—доломит—арагонит с преобладанием арагонита. В других карбонатных илах полностью доминирует доломит. В илах, где содержания $CaCO_3 < 10\%$, карбонаты представлены кальцитом, иногда также и доломитом.

Изучение в шлифах ряда литифицированных карбонатных прослоев показало, что часть из них представляет собой известковые породы алевро-микрозернисто-пелитоморфной (неравномерно-зернистой) структуры, состоящие из кальцита-доломита. Некоторые из них являются микрозернистым глинистым доломитом. Такой их состав подтвержден дифрактометрическими исследованиями. Содержащийся в них в качестве небольшой примеси обломочный материал (кварц, полевые шпаты) корродирован карбонатами. Зерна доломита часто ромбоэдрические, прозрачные, чистые, без каких-либо примесей, что свидетельствует об их аутигенной природе. Постоянно присутствуют сульфиды, пятна гидроокислов Fe.

В пачке V в слабокарбонатных илах присутствует в основном кальцит. Встречаются литифицированные прослои осадков, сложенные глинистым доломитом. Как показали наблюдения под микроскопом, они все характеризуются микрозернистой (неравномерно-зернистой) структурой карбонатов (размер зерен $< 0{,}01$ мм).

Имеется также небольшая примесь кварца и полевых шпатов, которые корродированы карбонатами. Всегда присутствуют тонкодисперсные сульфиды. Поры часто заполнены кремнеземом опал-халцедонового состава.

Скв. 381. Нижнеплейстоценовые отложения, представленные здесь в основном ледниковой серией, характеризуются резкими и частыми колебаниями содержаний $CaCO_3$ (см. рис. 8), как правило, не превышающих 30%, за исключением единичных прослоев. Нижний предел нередко опускается до нулевых значений.

В илах с малыми содержаниями $CaCO_3$ (< 10 и 5%) встречен лишь кальцит. В этой свите залегают единичные прослои литифицированных карбонатных осадков. Один такой прослой нами изучен (обр. 12,2,15—16). Это тонкослоистая карбонатная порода, состоящая из светлого и грязно-бурого прослойков, причем бурый слабо вскипает при реакции с 5%-ной HCl.

Микроскопические наблюдения свидетельствуют, что светлый прослой представляет собой смесь кальцита и доломита. В иммерсионных препаратах уверенно диагносцируются чистые монокристаллы доломита неправильной формы и ромбоэдры.

Изучение шлифа, изготовленного из осадков бурого прослойка, показало, что он представлен карбонатно-(кальцитово)-глинисто-микрозернистой (неравномерно-зернистой) породой с выделениями монокристаллов сидерита (?) (неправильные и правильные ромбоэдры). Дифрактометрически здесь определены кальцит (10%) и сидерит. В качестве небольшой примеси присутствует обломочный материал (кварц, полевые шпаты, слюды, кальцит).

В плиоценовых отложениях характер изменений $CaCO_3$ такой же, как и в скв. 380А, т.е. неоднократно почти бескарбонатные пачки сменяются высококарбонатными. Верхний предел величин содержаний $CaCO_3$ — 81,84%.

В пачке 3, где широко развиты бескарбонатные илы, обогащенные ОВ, почти полностью исчезает доломит и устойчиво присутствует сидерит, причем в отдельных прослоях достигает очень высоких содержаний (74,2—100%), образуя сидеритовые осадки. В шлифе, изготовленном из прослоя 27,3,77—79, по реликтовой структуре нами установлено, что сидеритовые осадки здесь возникли в результате полного замещения сидеритом диатомового ила. Сохранились лишь единичные опаловые скелеты диатомей. В прослоях слабокарбонатных и карбонатных илов основную роль играет кальцит. В качестве примеси иногда присутствует сидерит.

В пачке 4 преобладают карбонатные (30–50%) и высококарбонатные илы (50–80% $CaCO_3$). Встречаются также прослои с низкими почти нулевыми содержаниями $CaCO_3$. Среди карбонатных и высококарбонатных илов имеются разности, обогащенные и обедненные ОВ; некоторые прослои обогащены диатомовым кремнеземом. По сравнению с пачкой 3 здесь резко возрастает количество кальцита, встречаются прослои со значительным содержанием сидерита и арагонита. Так, в прослоях высококарбонатных илов, обогащенных ОВ, в составе карбонатного материала, помимо кальцита, составляющего главную его часть, обнаружен также и арагонит. В этом случае они обогащены диатомовым кремнеземом.

В низах пачки 4 и в пачке 5 в осадках много арагонита, причем это наблюдается при разных количествах карбонатного материала (от 9 до 81,8% $CaCO_3$, определенного химически), при различных содержаниях ОВ (от 0,58 до 6,56% $C_{орг}$), но при постоянном обогащении осадков диатомовым кремнеземом.

Как правило, помимо арагонита, который чаще всего резко преобладает, присутствуют также кальцит и спорадически доломит. Максимальные содержания арагонита (70,7–77,8%) встречены в бедных ОВ илах. Здесь определены химически максимальные содержания $CaCO_3$.

В верху пачки 6 выделяется прослой литифицированных глинисто-карбонатных осадков, состоящий, судя по данным дифрактометрии, главным образом из доломита (65,6%) (обр. 39,1,42–44). В нем встречена лишь небольшая примесь кальцита (2%). Изучение в шлифе показало, что эта порода характеризуется микрозернистой структурой карбонатного материала с более крупными выделениями монокристаллов доломита (ромбоэдры). Встречена небольшая примесь (5–15%) обломочного материала, представленного кварцем и полевыми шпатами (дифрактометрически диагносцирован кварц, полевые шпаты и плагиоклазы, составляющие в сумме чуть больше 10%). Эти зерна корродируются карбонатами. Имеется примесь тонкодисперсных сульфидов, а также обломков органогенных карбонатов. Поры часто выполнены кремнеземом опал-халцедонового состава.

Как показывает изучение в шлифах проб 42сс, 44сс, 45сс, 46сс, 47сс, в пачке 6, сложенной литифицированными грубообломочными и крупнозернистыми отложениями (брекчия, мелкогалечниковые конгломераты, песчаники), цемент, как правило, представлен мелкозернистым (неравномерно-зернистым) доломитом, сильно корродирующим обломочный материал (кварц, полевые шпаты, плагиоклазы, обломки пород).

В нижележащих осадках (пачки 7–9), представленных глинистыми илами с весьма низкими содержаниями $CaCO_3$ ($< 1\%$), то обогащенными, то обедненными ОВ, дифрактометрически определены следы кальцита и сидерита. Химически в одном прослое выявлены весьма высокие содержания $CaCO_3$ (48,96%), минеральный состав которого не изучен.

Изложенные данные позволяют наметить следующие особенности в распределении карбонатов в разрезе позднекайнозойских осадков.

1. В подавляющей части разреза всех скважин содержания $CaCO_3$ понижены (10–30%) и соответствуют их величинам в верхнечетвертичных отложениях в районах бурения. Лишь в низах скважин наблюдается некоторое обогащение осадков карбонатами. Минеральный состав карбонатов почти постоянен в скв. 379 (кальцит, спорадически доломит и чрезвычайно редко арагонит). В середине скв. 380 происходит существенное его изменение, и нижняя ее часть в отличие от верхней, помимо кальцита и доломита, содержит также сидерит (спорадически). То же самое наблюдается в эоплейстоценовых осадках скв. 380А и в плейстоцен-эоплейстоценовых осадках скв. 381. Если по содержаниям $CaCO_3$ четвертичные осадки в скв. 379 и 380 мало отличаются, то по минеральному составу разница проявляется отчетливо прежде всего постоянным присутствием в скв. 380 доломита и спорадическим присутствием сидерита (в нижней части разреза). Последнее характерно и для нижнеплейстоценовых отложений скв. 381.

2. Плиоцен-миоценовые отложения, вскрытые в скв. 380А и 381, заметно отличаются от четвертичных как по содержаниям и характеру распределения $CaCO_3$, так и по минеральному составу карбонатов. Здесь отмечается неоднократное чере-

дование пачек осадков с весьма высокими (до 81%) и весьма низкими (почти нулевыми) содержаниями $CaCO_3$, не наблюдаемые в четвертичных осадках. Кроме того, появляются прослои, нацело сложенные глинистым доломитом с примесью кальцита, сидеритом, а также обогащенные и почти полностью сложенные арагонитом.

В неогеновых отложениях проявляется приуроченность определенных рядов карбонатов к определенным типам осадков. Комплекс минералов с арагонитом явно тяготеет к илам, обогащенным диатомовым кремнеземом, содержащим как низкие, так и повышенные количества органического вещества. Этот комплекс изменчив, что в известной мере контролируется содержанием $C_{орг}$: там, где оно заметно ниже 1%, арагонит найден в максимальных содержаниях (скв. 381). При более высоких содержаниях $C_{орг}$ в диатомовых илах арагониту сопутствуют кальцит и доломит.

Карбонаты, как явствует из непосредственных наблюдений под микроскопом, генетически разнородны.

Кальцит. В четвертичных глубоководных осадках кальцит является главным образом обломочным. На это указывают постоянное его присутствие в осадках и сравнительная равномерность его распределения. Лишь в межледниковых свитах существенную роль играет также и биогенный кальцит, в особенности в скв. 379, где встречены прослои, нацело сложенные кокколитовым материалом. Как и в голоценовых осадках, известковый нанопланктонный материал в межледниковых сериях присутствует в илах с разной карбонатностью.

Не исключено, что часть абиогенного кальцита образовалась в процессе диагенеза. Доля диагенетического кальцита, надо полагать, существенна в осадках скв. 380, 380А, 381, где кальцит встречается совместно с большим количеством сидерита и доломита. Возможность осаждения карбонатов из иловых вод в разрезе верхнечетвертичных осадков Черного моря показана в работах О.В. Шишкиной [1959, 1972]. Нет оснований исключать этот процесс для остальной части разреза, тем более что под микроскопом часто наблюдаются чистые прозрачные монокристаллы карбонатов неправильной и ромбоэдральной формы.

Арагонит. В четвертичных осадках арагонит встречен в верхней части разреза. В скв. 379 арагонит приурочен к прослою илов с повышенным содержанием ОВ, входящему в состав последней межледниковой серии (пачка 5), и находится совместно с доломитом. В скв. 380 ряд прослоев с арагонитом залегает в отложениях последней ледниковой эпохи (пачка 1с). Эти илы бедны ОВ. Арагонит здесь найден в сочетании с доломитом и кальцитом. Его почти столько же, сколько и других карбонатных минералов. В неогеновых отложениях арагонит присутствует в нескольких пачках и явно тяготеет к диатомовым илам. Он встречен в сочетании то с кальцитом, то с кальцитом и доломитом.

Таким образом, выявляется, во-первых, тяготение арагонита к илам, обогащенным диатомовым кремнеземом, во-вторых, наличие различных сочетаний с другими карбонатными минералами; в-третьих, разное обогащение арагонитом осадков и присутствие собственно арагонитовых осадков лишь в наиболее древних отложениях.

Совместное нахождение арагонита с доломитом явно указывает на его диагенетическое происхождение. И если не во всех случаях это сочетание выдерживается, то это лишь следствие разнообразия диагенетических процессов.

Поскольку арагонит является малостабильным минералом, он может сохраниться после выпадения из иловых растворов только в тех случаях, когда поровые воды пересыщены $CaCO_3$. Это и наблюдается в осадках скв. 380, 380А, 381 и верхней части скв. 379.

Доломит. В скв. 379 в четвертичных осадках доломит присутствует не всегда и притом в малых количествах. В скв. 380 он встречается практически повсеместно и почти в тех же количествах, что и кальцит, а в ряде прослоев — и в больших. Лишь в нижнеплейстоценовых (скв. 381) и в эоплейстоценовых (скв. 380А, 381) осадках доломита обычно существенно меньше, чем кальцита, и присутствует он не всегда. Характерно, что в нижней части разреза четвертичных осадков доломит нередко встречается не только с кальцитом, но и совместно с сидеритом. В то же

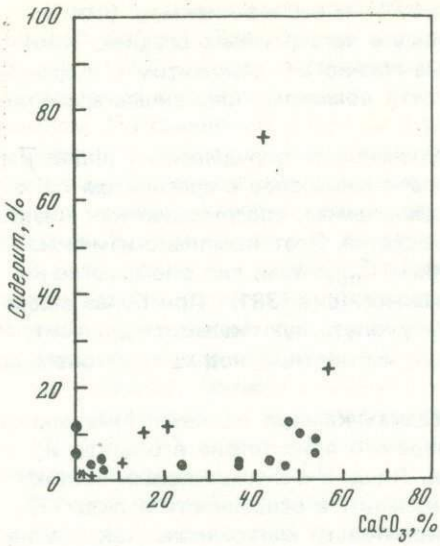


Рис. 26. **Распределение сидерита в осадках скв. 380А (точки) и 381 (крестики) в зависимости от содержания в них $CaCO_3$**

время постоянной связи доломита с сидеритом не наблюдается. В неогеновых отложениях доломит встречается реже, чем в четвертичных осадках, и обычно образует обособленные прослои, чаще без примеси других карбонатных минералов.

Особенности распределений доломита в разрезе и характер сочетания с другими минералами указывают на диагенитическую природу основной части доломита. Это подтверждается микроскопическими наблюдениями (в шлифах и мазках).

Сидерит. В разрезе четвертичных осадков скв. 379 сидерит не встречен. Нет его и в верхней части скв. 380. Сидерит в качестве небольшой примеси к другим минералам (доломиту, кальциту) появляется лишь в нижней половине разреза, где встречается спорадически. Его содержания книзу в общем растут.

В плиоценовых осадках наблюдается устойчивое повышение содержаний сидерита. Он встречается совместно либо с кальцитом, либо с доломитом и кальцитом, очень редко — только с доломитом. Имеются прослои, целиком состоящие из сидерита (рис. 26).

Диагенетическая природа сидерита не вызывает сомнений. Прежде всего это подтверждают данные изучения сидеритовых прослоев под микроскопом: по реликтовой структуре отчетливо видно замещение сидеритом диатомовых илов. Обращает внимание отсутствие параллели в образовании доломита и сидерита, а также их локализация в различных прослоях плиоценовых осадков.

Как следует из данных Ханта [Hunt, 1978], концентрации Ca^{2+} и Mg^{2+} в разрезе позднекайнозойских осадков (скв. 380 и 380А) испытывают характерные изменения: они повышены в верхней части разреза и обнаруживают минимум в средней (с перехлестыванием кривых). Внизу их колебания противоположного знака.

Еще на судне участниками рейса подмечено, что сидерит появляется в осадках лишь на уровне, где фиксируется резкое понижение в иловых водах концентраций Mg^{2+}, а также Ca^{2+} (колонки 1—56 в скв. 380А, глубина 330—850 м), причем количественные содержания обоих катионов почти сравниваются. Выше этого уровня (0—330 м, скв. 380) иловые воды существенно обогащены Mg^{2+}, несколько меньше здесь Ca^{2+}. На этом интервале, как было показано выше, распространен кальцит и только спорадически — доломит и сидерит.

Глубже (колонки 57—71, скв. 380А, 855—1000 м) кривая концентрации Ca^{2+} резко растет, а Mg^{2+} остается на прежнем уровне. К этому интервалу приурочены высокие (в отдельных прослоях) содержания в осадках доломита и арагонита. Внизу кривая Ca^{2+} резко падает, а Mg^{2+} поднимается. Здесь встречены малые количества кальцита и сидерита и полностью отсутствует доломит.

Таким образом, характерные изменения минерального состава карбонатов в какой-то мере согласуются с изменениями концентрации Ca^{2+} и Mg^{2+}. Это является дополнительным доводом в пользу диагенетического образования основной части карбонатов в скв. 380 и 380А (и, очевидно, в скв. 381). Кроме того, становится понятным, почему сидерит не распространен в верхней части разреза, а приурочен лишь к средней. Естественно, при высоких концентрациях обменных Ca^{2+} и Mg^{2+} основная часть гидрокарбонатов связывалась в кальцитовую и доломитовую молекулы. Недостаток Ca^{2+} и Mg^{2+} обнаружился в средней части, отчего часть гидрокарбонатов смогла быть связана и в молекулу железистых карбонатов.

Образование же сидеритовых прослоев возможно лишь в том случае, когда в осадках обменных Ca^{2+} и Mg^{+} исчезающе мало. А их мало, по всей видимости, там, где биогенная часть осадка состоит в основном из кремнезема. Вот почему сидеритовые прослои возникли в основном на месте диатомовых илов.

Вопрос о генезисе различных типов диагенетических карбонатов пока не совсем ясен. Известно [Шишкина, 1972], что в процессе раннего диагенеза начинается метаморфизация поровых вод: изменение анионного и катионного составов, в результате чего появляются поровые бессульфатные воды хлоридно-натриево-кальциевого типа и создаются первые предпосылки для выпадения из растворов диагенетических карбонатов. Вот как О.В. Шишкина [1972, с. 121–122] представляет этот процесс: "Процесс восстановления сульфатов влечет за собой замену в иловой воде SO_4^{2-}-иона ионами HCO_3^- и CO_3^{2-} и повышение pH. По мере накопления этих ионов и сдвига диссоциации в сторону образования карбонатных ионов из иловой воды осаждается $CaCO_3$, что приводит на этом этапе, приуроченном к верхней 2–3-метровой толще осадков, к понижению концентрации Ca^{2+}. Диффузия ионов, в том числе Na^{+} и Mg^{2+}, из иловых вод верхних слоев осадка, где их концентрация выше, в нижние слои приводит к вытеснению Ca^{2+} из поглощающего комплекса в иловую воду, где он и накапливается. Поступающий в результате обмена Ca^{2+} понижает растворимость $CaCO_3$ (действие одноименного иона), чем способствует дальнейшему осаждению $CaCO_3$ и понижению щелочного резерва".

Видимо, процесс метаморфизации поровых вод в стадию раннего диагенеза не заканчивается, а продолжается и в более поздние его стадии, о чем говорит наличие хемогенно-диагенетических карбонатов в плейстоценовых и более древних осадках. Из рассмотрения фактического материала можно сделать заключение о том, что хемогенно-диагенетический кальцит образуется в осадках, обогащенных $CaCO_3$ (кокколиты, обломочный кальцит), т.е. при избытке Ca. В случаях некоторого недостатка этого иона избыток CO_2 связывается как в виде кальцита и доломита, так и в виде железистых карбонатов (реже железо-марганцовистых). В случаях, когда Ca отсутствовал, образовывались сидеритовые конкреции. Такое представление возникло, по крайней мере, при изучении древних конкреций [Виталь, 1959, с. 235]. Избыток CO_2, необходимый для образования железистых карбонатов, мог появляться в результате жизнедеятельности бактерий, разлагающих ОВ. Очень характерно, что процесс образования хемогенно-диагенетических карбонатов в исследованных осадках зашел так далеко, что они начинают замещать различные обломочные минералы, в первую очередь полевые шпаты.

Как показали Фридмен и Сендерс [1970], существует множество нюансов образования доломита. Доломитизация может быть селективной или повсеместной. В Черном море она селективная, так как доломитами заметно обогащаются лишь отдельные прослои. Доломитизация скорее всего происходит при повышенном Mg/Ca путем превращения кальцита и арагонита в доломит по следующей реакции [Berner, 1965]:

$$Mg^{2+}_{\text{раств}} + 2CaCO_3 \rightleftharpoons CaMg(CO_2)_2 + Ca^{2+}_{\text{раств}}.$$

Ион Ca^{2+} при этом мог связываться в виде гипса (этот сульфат встречен и в черноморских осадках). Доломит и гипс являются минералами-антагонистами. По мнению Дж. И. Фридмена и Дж. М. Сендерса [1970, с. 308–309], "образование доломита требует: 1) наличия растворов с концентрацией рассолов, о чем свидетельствует обогащение тяжелыми изотопами; 2) восстановления сульфата гипса до H_2S, сульфидов Fe и самородной S с возможным присутствием кальцита в качестве побочного продукта, образующегося совместно с доломитом, и 3) увеличения отношения Mg/Ca в рассоле в результате осаждения гипса или арагонита. Самородная S, вероятно, удалялась в результате растворения. В тех местах, где образуется много доломита, гипс представляет несущественную фазу, хотя продукты его деградации развиты очень широко". Как было нами показано выше, в изученных осадках почти все эти предпосылки образования доломита имелись. Встречаются также и названные ассоциации карбонатов: доломит–кальцит, доломит–кальцит–арагонит, а также доломит–арагонит–гипс (правда, очень незначительные примеси). В тех случаях, когда мы наблюдали много доломита, гипс, как правило, отсутствовал.

Аморфный кремнезем

В современных глубоководных осадках $SiO_{2аморф}$ мало (< 1–5%). Маломощные прослойки, сильно обогащенные диатомовым кремнеземом, встречены лишь в разных частях разреза голоценовых осадков в западной халистатической области (северо-западный склон) [Шимкус и др., 1973]. В осадках, вскрытых скважинами, найдено от 1,02 до 18,94% $SiO_{2аморф}$[1], а в пересчете на обломочный материал — от 1,58 до 22,64%.

В осадках скв. 379А $SiO_{2аморф}$ был изучен лишь выборочно. Оказалось, что его содержания колеблются в незначительных пределах: 1–5%. Это говорит о слабой роли диатомового фитопланктона в осадкообразовании данного района моря на протяжении всего четвертичного периода.

В скв. 380 в четвертичных осадках $SiO_{2аморф}$ распределен в целом довольно равномерно и колеблется главным образом в пределах 1,5–3% (см. рис. 6). Имеются два пика повышенных (6,05%) и высоких (13,15%) содержаний этого компонента, которые приурочены к межледниковым сериям. В осадках скв. 380А наиболее обычные пределы содержаний этого компонента — 1,5–4,0%. Содержание $SiO_{2аморф}$ заметно возрастает (см. рис. 7) в осадках эоплейстоцена (пачки II и III) и плиоцена (пачки IVb и IVc). В скв. 381 найдено до 13,87% $SiO_{2аморф}$, а в пересчете на обломочный материал — до 22,64%. Это максимальное содержание $SiO_{2аморф}$ в осадках Черного моря. В пачках 1 и 2 $SiO_{2аморф}$ мало, хотя его количество и возрастает книзу. В пачках 3, 4 и 5 обнаружены четыре прослоя осадков, обогащенных этим компонентом. Как правило, эти прослои характеризуются минимальными содержаниями $CaCO_3$, повышенными ОВ. В целом картина распределения $SiO_{2аморф}$ здесь сходна с картиной его распределения в скв. 380А.

Органический углерод

В современных осадках содержания $C_{орг}$ колеблются в весьма широких пределах: от < 1 до > 5% [Shimkus, Trimonis, 1974]. Максимальные величины приурочены к халистатическим областям. В современных осадках в районе скв. 379 $C_{орг}$ < 1%, а в районе скв. 380 — 1–2%. Подавляющая часть ОВ планктонная и обязана своим происхождением динофлагеллятам, в меньшей степени — кокколитофоридам. Как явствует из данных Херста [Hirst, 1974], по колонкам 1432 и 1462 голоценовые осадки поблизости от района скв. 379 содержат ряд прослоев, где $C_{орг}$ составляет от 5 до 12,30%. Все они сосредоточены в древнечерноморских (среднеголоценовых) горизонтах. В нижнеголоценовых (поздне-новоэвксинских) осадках содержание $C_{орг}$ едва достигает 1%, а в верхневюрмских (средне-новоэвксинских) часто < 0,5%.

Скв. 379. В скв. 379 в четвертичных осадках содержание $C_{орг}$ колеблется от 0,27 до 6%. Чаще оно < 1% и в среднем составляет 0,69%. В терригенных глинистых илах среднее содержание равно 0,54%, в наноилах — 0,55%; в илах, обогащенных диатомовым кремнеземом, — 1,6%.

Тяготение прослоев с повышенными и высокими содержаниями $C_{орг}$ к межледниковым пачкам — главная особенность распределения $C_{орг}$ в разрезе. В верхних межледниковых пачках (4–5) прослои менее обогащены ОВ по сравнению с пачкой 7 (1,44–2,76 и 1,44–6,00% $C_{орг}$ соответственно).

Характерно присутствие прослоев с содержанием $C_{орг}$ 0,87–2,04% в средней части ледниковой пачки 6, которое, очевидно, отвечает периоду теплого переменного климата в пределах ледниковой эпохи. Слои с повышенными содержаниями $C_{орг}$ сложены в основном бескарбонатными и слабокарбонатными глинистыми илами. Иногда в них повышена примесь диатомового кремнезема.

Скв. 380. Содержание $C_{орг}$ в четвертичных осадках колеблется от 0,20 до 1,94%. Чаще они < 1% и в среднем составляют 0,63%. Как и в скв. 379, прослои с

[1] Здесь и далее приводятся данные химического анализа с учетом поправочного коэффициента 1,6 [Emelyanov et al., 1978].

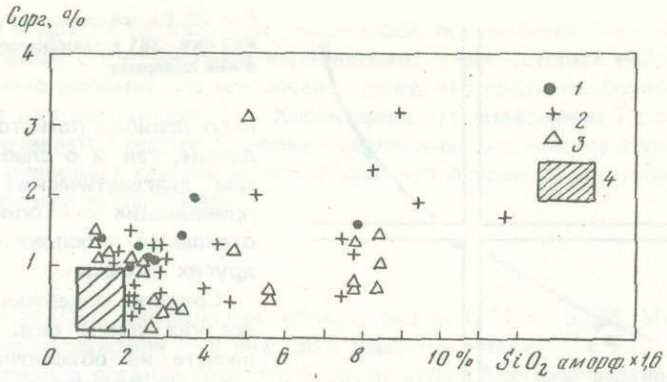


Рис. 27. **Распределение $C_{орг}$ в осадках скважин в зависимости от содержания в них SiO_2 аморф**

Скважины: *1* – 380, *2* – 380А, *3* – 381; *4* – другие образцы

повышенными содержаниями $C_{орг}$ (до 1,94%) приурочены к межледниковым сериям и представлены бескарбонатными глинистыми илами, которые в отдельных случаях обогащены диатомовым кремнеземом.

Скв. 380А. Содержание $C_{орг}$ в эоплейстоценовых отложениях такое же, как и в нижнеплейстоценовых в скв. 380. В неогеновых отложениях оно колеблется от 0,11 до 3,18%. Наиболее обогащены ОВ плиоценовые (пачки IVa и IVb), а менее всего – миоценовые (пачка V) осадки. Илы с содержаниями $C_{орг}$, превышающими 1%, часто в той или иной степени обогащены диатомовым кремнеземом. Содержание $CaCO_3$ в них колеблется в чрезвычайно широких пределах – от почти нулевых значений до 50,23%.

Скв. 381. В нижнеплейстоценовых осадках (пачка 1) ОВ мало (чаще 0,5, редко 0,5–0,8% $C_{орг}$, а пределы колебаний небольшие: 0,16–0,81%). В неогеновых отложениях пределы колебаний резко расширяются: от 0,12 до 6,56% (среднее 1,12%). Наиболее обогащены ОВ илы плиоцена (пачки 4 и 5). И в целом плиоценовые осадки здесь богаче $C_{орг}$ по сравнению с соответствующими отложениями в скв. 380А. Наиболее высокие величины $C_{орг}$ встречены в прослоях слабокремнистых диатомовых илов (колонки 36,37).

Анализ распределения $C_{орг}$ и $SiO_{2\,аморф}$ позволяет отчетливо видеть общность поведения этих компонентов в разрезах как четвертичных, так и неогеновых осадков (рис. 27). Во-первых, в скв. 380 этими компонентами несколько обогащены межледниковые свиты. В скв. 379А осадки в основном обогащены ОВ, а содержания диатомового кремнезема лишь относительно повышены. Во-вторых, больше всего $C_{орг}$ и $SiO_{2\,аморф}$ обнаружено в плиоценовых отложениях, причем обогащение обоими компонентами идет параллельно, хотя и не в одинаковой степени. Эти особенности свидетельствуют о тесной генетической связи $C_{орг}$ и $SiO_{2\,аморф}$.

Железо

Пределы содержания Fe в кернах скважин чрезвычайно велики: от 0,65 до 35,50%. Следовательно, максимальное содержание превышает минимальное в 47 раз. Столь высоких колебаний Fe ни в современных [Глаголева, 1961], ни в позднечетвертичных осадках обнаружено не было. Средние содержания Fe по скважинам также заметно выше средних значений для современных осадков. Таким образом, налицо факт заметного обогащения Fe осадков миоцен-плейстоцена по сравнению с осадками голоцена.

В скв. 379А пределы содержаний Fe незначительны, а среднее значение наиболее близко к средним содержаниям элемента (4–5%) в той части моря, в которой пробурена скважина. Это может говорить как о сравнительном постоянстве источников питания и условий осадконакопления в данном районе моря в течение значитель-

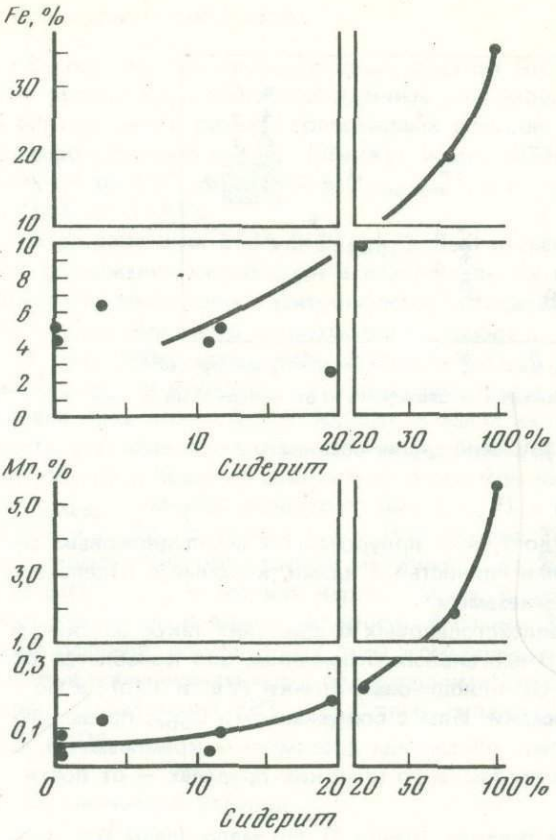


Рис. 28. **Распределение Fe и Mn в осадках скв. 381 в зависимости от содержания в них сидерита**

ного периода плейстоцена и в голоцене, так и о слабом проявлении диагенетических процессов, приводящих к скоплению Fe в отдельных прослоях осадков других скважин.

Средние содержания Fe в осадках пачек скв. 379А (в пересчете на обломочный материал) колеблются в незначительных пределах: от 5,06 до 5,94%. Наиболее низки они в осадках пачек 4–5, представленных терригенными илами с повышенными содержаниями диатомовых и $C_{орг}$, а также полевых шпатов и пониженными – глинистых минералов. Наиболее высокие средние содержания Fe обнаружены в осадках пачки 7 – 5,94%. Так как минеральный состав осадков этой пачки мало чем отличается от состава других пачек, можно предположить, что добавочные (по сравнению со средними для скважины) порции Fe связаны здесь с тонкодисперсными окислами Fe, а в отдельных прослоях – с пиритом, содержащимся в отдельных пробах (обр. 29,5, 4–6) в количестве до 7,8%.

В скв. 380 как пределы содержаний Fe , так и среднее его значение заметно больше, чем в скв. 379А. Связано это как с более разнообразными условиями осадконакопления в районе скв. 380, так и с более интенсивным проявлением диагенетических процессов. Если не принимать во внимание прослои, обогащенные диагенетическими образованиями (карбонатами, сульфидами), то и в этой скважине средние содержания Fe окажутся близкими к их содержанию в поверхностном слое осадков.

Пределы содержаний Fe в осадках скв. 380А еще более значительны. Средние содержания Fe в осадках отдельных пачек также довольно различны. Наиболее высоки они в осадках пачки IVa. В натуральных осадках Fe по разрезу скважины распределено очень неравномерно. Однако в целом содержание Fe заметно уменьшается сверху вниз. В этом же направлении увеличивается содержание $CaCO_3$. Можно заметить, что Fe испытывает довольно четкую обратную корреляцию с $CaCO_3$ (рис. 28). После пересчета содержаний Fe на обломочный материал они заметно выравниваются. Обращают на себя внимание прослои осадков в пачке IVa, содержащие от 16,3 до 35,5% Fe и до 3,65% Mn. Дифрактометрически эти прослои изучены не были. Однако просмотр проб в мазках и шлифах показывает, что в них в изобилии содержатся железистые хемогенно-диагенетические карбонаты типа анкерита-сидерита.

В скв. 381 содержание Fe колеблется в очень больших пределах, а среднее его значение для скважины в целом является максимальным для всего моря. Средние содержания элемента в отдельных пачках также очень различны. Они минимальны в пачке 5, максимальны в пачке 3. В последней обнаружены два прослоя с содержаниями Fe 19,55 и 35% и Mn – 1,84 и 5,48% соответственно. Прослои с высокими содержаниями Fe и Mn обнаружены также в пачке 9, а с повышенными

(> 6% Fe) – и в других пачках. Как выяснилось, повышенные содержания Fe связаны в основном с железистыми карбонатами, среди которых найдены анкерит-сидерит и частично доломит. Не исключено также, что среди карбонатов имеется манганосидерит или родохрозит (?). Характерно, что содержание Fe в большинстве проб увеличивается пропорционально увеличению количества сидерита (рис. 28). Это позволяет сделать вывод о том, что основным носителем Fe являются диагенетические карбонаты.

Марганец

В осадках, вскрытых скважинами, обнаружено от 0,01 до 5,48% Mn. Наиболее высокие средние содержания – в скв. 381, наиболее низкие – в скв. 379А, а средние его содержания в осадках отдельных пачек этой скважины довольно близки к среднему его значению в верхнем слое осадков Черного моря (см. рис. 5, а также [*Глаголева, 1961, рис. 7*]). *В тех случаях, когда содержание Mn > 0,1% и значительная* (или основная) его часть представлена подвижными формами, этот элемент не испытывает прямой корреляционной связи с Fe. При этом Mn как бы отрывается от Fe, образуя другие минеральные формы (вероятно, гидроокислы Mn, рассеянные в осадках). О том, что в некоторых случаях значительные количества Mn не связаны с терригенным веществом, говорит и довольно четкая обратная корреляционная связь Mn с таким показателем терригенного вещества, как K. В нижней части скважины Mn испытывает прямую корреляционную связь с $CaCO_3$. Это может быть обусловлено как некоторым скоплением рассеянного Mn в карбонатных прослоях, так и захватом этого элемента при образовании хемогенно-диагенетических карбонатов.

Среднее содержание Mn в осадках скв. 380 такое же, как и в скв. 379, однако пределы содержаний элемента здесь намного шире. Наиболее высокие содержания Mn (0,98 и 0,15%) найдены в прослоях терригенных слабожелезистых осадков. В связи с тем что в одной из этих проб (обр. 7,3,1–13) не обнаружены ни сидерит, ни доломит (карбонаты полностью здесь представлены кальцитом), ни пирит [Trimonis et al., 1978], можно предположить, что Fe и Mn здесь представлены их гидроокислами.

Чрезвычайно характерно, что в отличие от скв. 379А в скв. 380 Mn распределен симбатно с Fe (см. рис. 6), т.е. между этими элементами существует прямая корреляционная связь. Это может свидетельствовать о том, что Fe и Mn в данной скважине представлены в основном одними и теми же, по всей вероятности терригенными, минералами. В скв. 379А, более удаленной от берега, в повышенных количествах содержатся, по всей вероятности, гидроокисные (подвижные) формы Mn.

Осадки скв. 380А содержат от 0,02 до 3,65% Mn. Если же максимальное значение исключить, то верхний предел содержаний уменьшится до 0,35% (см. пробу 69,4,53–58). Чаще же всего содержание Mn колеблется в пределах 0,05–0,15%. Это несколько больше, чем обычные пределы колебаний Mn в осадках скв. 379А. Таким образом, налицо факт обогащения осадков скв. 380А не только Fe, но и Mn. Максимально Mn скапливается в прослоях пачки IVa, содержащих хемогенно-диагенетические карбонаты. В осадках, состоящих на 20–100% из анкерит-сидерита, найдено от 0,22 до 5,43% Mn. Вероятно, образование сидерита вызывает некоторое скопление (захват из поровых вод) Mn.

В осадках скв. 379А Mn и Fe не коррелируются, а если и коррелируются, то очень слабо. Это может свидетельствовать о разных минеральных формах элементов (главным образом подвижных их частей). Лишь в пробе с максимальным содержанием Fe найдено и максимальное содержание Mn, что обусловлено, вероятно, вхождением обоих элементов в состав сложных карбонатов типа анкерит-сидерита (мангано-сидерита?), которые, по всей видимости, составляют 80–100% кристаллического вещества пробы.

Максимальные пределы содержаний Mn, а также наиболее высокое среднее их значение обнаружены в осадках скв. 381 (см. рис. 8). Особенно много Mn (так же, как и Fe) в пачках 3 и 9, т.е. там, где залегают сидеритовые прослои, либо

где осадки обогащены сидеритом. В целом в данной скважине обнаружена прямая зависимость между Mn и содержанием сидерита в осадках: при возрастании количества этого минерала увеличивается и концентрация Mn. Она максимальна (5,43%) в пробе 27,3,77–79, целиком состоящей из сидерита. Это позволяет предположить, что Mn, как и Fe, входит в кристаллическую решетку диагенетических карбонатов. Характерно, что в тех пробах, которые лишены карбонатов (0% $CaCO_3$), содержится минимальное количество Mn: 0,01–0,06% (при довольно заметном содержании Fe: от 3,56 до 5,55%). Все эти данные говорят о различном геохимическом поведении (частичном разделении) в процессе диагенеза этих двух элементов.

Фосфор

В современных осадках у P, как и у других подвижных элементов, отчетливо выражены пелагические максимумы содержаний: $> 0{,}05\%$ в натуральных осадках и $> 0{,}1\%$ после пересчета [Глаголева, 1961; Страхов и др., 1971]. Правда, западный максимум объединяется с мелководным, идущим от Днепра. На значительной площади впадины, включая и районы скважин, его содержания составляют 0,025–0,05%, или 0,04–0,07% после пересчета.

P изучен в скв. 380 и 380А. Его содержания колеблются в пределах 0,01–0,14%, а в пересчете на обломочный материал – от 0,02 до 0,33%, т.е. достигают максимальных величин, наблюдаемых в современных осадках.

Средние содержания P в осадках различных свит находятся в пределах 0,02–0,07%, а в пересчете на обломочный материал – от 0,03 до 0,07%. В целом по скв. 380 среднее содержание P – 0,06% (в пересчете – 0,07%), в терригенных осадках скв. 380А – 0,04%, в карбонатных осадках – 0,05% (в пересчете – 0,1%). Полученные нами средние данные в целом хорошо совпадают со средними данными М.Г. Глаголевой [1961] для современных осадков. Как наши данные, так и данные М.Г. Глаголевой показывают что осадки Черного моря содержат несколько меньше P, чем его K_0 (0,08%) – кларк P в глинах и сланцах. Причины такого обеднения пока не совсем понятны.

Минимальные содержания P найдены в пробе 17,2, 56–70 (скв. 380А), представленной карбонатными илами (в пробе содержится кальцита – 84, кварца – 5, глинистых минералов – 12%).

Всего лишь в двух пробах скв. 380А обнаружено $> 0{,}1\%$ P. Обе они оказались высококарбонатными. В пробе 9,6, 97–106 найдено, %: 0,14 P (в пересчете – 0,33) при 55,34 $CaCO_3$, в пробе 49,5, 0–15 – 0,12 (в пересчете – 0,28) P при 50,57 $CaCO_3$. Минералогически пробы оказались неизученными. Судя по визуальным описаниям, это, очевидно, кокколитовые илы.

Как было выяснено нами на примере изучения более 1000 проб верхнего слоя осадков Атлантического океана в терригенных их типах, P тяготеет к тонким илам, т.е. между фракцией $< 0{,}01$ мм и P существует прямая корреляционная связь. Эта связь в целом прослеживается и в осадках изученных скважин. С другой стороны, P в заметных количествах (0,01–0,05%) содержится в биогенном известковом материале.

Судя по двум пробам, P в сидеритовых прослоях в повышенных количествах не накапливается: его количества здесь примерно такие же, как и в прослоях без сидерита.

Не накапливается в сколько-нибудь заметных количествах P и в прослоях, обогащенных ОВ: его содержания здесь примерно такие же, как и в осадках, заключающих $C_{орг} < 1\%$, т.е. 0,02–0,08%, в пересчете – 0,03–0,10% P.

Из макрокомпонентов $C_{орг}$ и $SiO_{2\,аморф}$ наиболее четко реагируют на изменения климатических условий. Их содержания относительно повышены в межледниковых и понижены в ледниковых (за исключением средних частей) пачках. Та же особенность характерна для группы геохимически подвижных элементов. Причина коренится в тесной связи этих элементов с содержанием продуктов выветривания, поставляемых с водосбора, повышающимися в теплые этапы осадконакопления.

Количество продуктов выветривания увеличивается также в отдельных прослоях межледниковых и интерстадиальных (средние части ледниковых пачек) отложений в связи с периодичным повышением солености вод (приток средиземноморских вод).

Закономерности распределения большинства изученных элементов сходны в межледниковых и голоценовых пачках, а также в ледниковых и в верхневюрмских (ранне- и средне-новоэвксинских), изученных на основе большого фактического материала. Индивидуальные особенности распределения каждого из них определяются петрографическим составом питающих провинций, формами миграции элементов в реках, морской воде. Геохимически наиболее подвижная группа элементов на всех этапах плиоцен-плейстоцена максимально концентрировалась в пелагических, гидродинамически затишных (так называемых халистатических) областях.

Сложная картина распределения большинства микроэлементов в межледниковых сериях обусловлена не только неоднородностью состава отложений и неодинаковым распределением в них ряда макрокомпонентов, с которыми они тесно связаны ($C_{орг}$, $SiO_{2\,аморф}$, $CaCO_3$, а также K, Na), но и заметными изменениями их форм миграции при резких изменениях мутности рек, характерных для межледниковых эпох.

Осадконакопление в центральной части Черного моря (скв. 379) на протяжении большей части четвертичного периода преимущественно обусловливалось составом питающих провинций Понта. В связи с тем что в пределах этих провинций широкое развитие получили вулканогенные породы основного состава и ультрабазиты, осадки моря оказались обогащенными монтмориллонитом и моноклинными пироксенами. В них заметно повышены содержания элементов, ассоциирующих с указанными типами пород: Cr, V, Ni, Co, Sc [Emelyanov etal., 1978], частично Ti, Fe. Лишь в нижней половине разреза более заметно сказывается влияние других источников питания: северо-западного, крымского и кавказского водосборов.

В Прибосфорской области Черного моря осадконакопление в плейстоцене шло под преимущественным влиянием выносов рек — Дуная, Днепра и Днестра, дренирующих осадочные и кислые изверженные породы. В связи с тем что питающие провинции находились на очень большом расстоянии, в области скважин накапливались лишь наиболее тонкодисперсные продукты выветривания кислых пород (иллит, кварц, полевые шпаты). В осадках плиоцена прослеживаются повышенные содержания Cr, V, Ni, Ti, Fe и других элементов, указывающих на преимущественное накопление продуктов выветривания основных пород, поступающих с близлежащих областей.

По данным изученных скважин, диагенетическое преобразование осадочного материала протекало неравномерно. Более слабое оно в осадках скв. 379А, где встречены диагенетические сульфиды и небольшие количества хемогенно-диагенетического кальцита, доломита и очень редко — арагонита.

Наиболее интенсивно диагенетические процессы протекали в отложениях, вскрытых скв. 380, 380А и 381, причем особенно в нижней части разреза. Этому благоприятствовали прежде всего аномально высокая минерализация иловых вод и обогащение осадков ОВ. С диагенетическими процессами, помимо больших количеств сульфидов, связано образование большей части кальцита, доломита, а также полностью образование арагонита, анкерит-сидерита и Mn-сидерита, встречаемых в осадках, а также глинисто-доломитовых и сидеритовых прослоев. Последние содержат максимальные количества Fe (до 35,5) и Mn (до 5,43%).

Сульфидообразование привело к перераспределению ряда подвижных микроэлементов (Ni, Co, Mo, частично Zn и др.). Их повышенные концентрации отмечены в ряде прослоев, обогащенных ОВ. Диагенетическое карбонатообразование больше всего сказалось на распределении Fe и Mn, Ca^{2+} и Mg^{2+} и в малой степени — на поведении микроэлементов. Сидеритовые прослои лишь слабо обогащены Mo, Se (?).

Осадконакопление в межледниковья, как и в голоцене, частично, видимо, протекало в условиях сероводородного заражения глубинной толщи вод (во всяком случае, в периоды образования прослоев с повышенными содержаниями ОВ). Необходимым условием для возникновения застойной толщи вод в Черном море является приток соленых средиземноморских вод, что фиксируется кривой солености иловых вод в скв. 379А [Hunt, 1978] и проявляется в особенностях распре-

деления B во всех скважинах, а также устанавливается по составу моллюсков в *отложениях прибрежных террас* [*Муратов, 1960; Федоров, 1963*]. *Судя по всему*, средиземноморские воды поступали не только во время межледниковых эпох, но эпизодически и в течение ледниковых, характеризовавшихся переменным климатом [*Шимкус, 1973; Шимкус, Гракова, 1975*]. *Это следует из состава отложений* (наличие прослоев с повышенными содержаниями $C_{орг}$), а также из радиоуглеродных датировок отложений прибрежных террас со средиземноморской фауной. В ряде террас встречены моллюски возрастом 30,8–36,9 тыс. лет [Семененко, Ковалюх, 1973].

Из сопоставления современного и древнечерноморского осадконакопления с ранне- и средне-новоэвксинским, проходившим в нормально аэрируемом бассейне, видно, что в условиях сероводородного заражения глубинных вод OB в осадках фоссилизируется лучше, поскольку оно слабее разрушается при прохождении водной толщи. Кроме того, происходит более интенсивное обогащение осадков теми элементами, которые из морской (и поровой) воды соосаждаются с сульфидами (Mo, Se, *вероятно*, Zn, As (?)). *С другой стороны, осадки обедняются элементами*, растворяющимися в резко восстановительной среде (Mn, частично Fe, Ni, Co). Указанные особенности находят свое отражение также и в межледниковых *сериях*.

Заметную роль в геохимической дифференциации осадочного материала в плиоцен-плейстоцене играли колебания уровня моря. В межледниковья уровень моря был близкок к современному, а в отдельные периоды он, очевидно, его превышал, о чем свидетельствует существование прибрежных морских террас. В некоторые моменты, подобно началу голоцена, уровень мог быть и ниже современного на несколько десятков метров. Колебания уровня существенно влияли на дифференциацию осадочного материала в глубоководной области. При высоком его положении в море выносились в повышенных объемах элементы, тяготеющие к тонкодисперсной части речных наносов, причем они поступали в наиболее отдаленные области моря.

Противоположная картина выявляется для ледниковых эпох. В условиях пониженного уровня и роста скоростей осадконакопления дифференциация осадочного материала осуществлялась заметно слабее и главным образом суспензионными потоками. В глубоководную область поступали большие объемы крупнозернистого материала. Таким образом, в эти периоды возникали благоприятные условия для повышенной концентрации элементов, связанных с терригенным обломочным материалом.

ЕСТЕСТВЕННЫЕ РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ И ИХ ИЗОТОПЫ В ГЛУБОКОВОДНЫХ ОСАДКАХ ЧЕРНОГО МОРЯ

Исследование радиоактивности осадков Черного моря проводилось разными авторами [Старик и др., 1959, 1961а,б; Николаев и др., 1965; Батурин, 1973, 1975; Коченов и др., 1965]. Коротко основные результаты, полученные этими авторами, сводятся к следующему. Содержание U в поверхностном слое осадков изменяется в интервале 0,2–23 ppm, в периферийной части бассейна оно, как правило, низко (до 2,5 ppm), в центрах халистаз располагаются зоны повышенных концентраций U (до 10 ppm), на остальной площади концентрация U изменяется от 2,5 до 10 ppm. Коэффициент корреляции U–$C_{орг}$ высок – 0,82. Биогенный $CaCO_3$ в Черном море практически не содержит U, поэтому при пересчете на бескарбонатное вещество содержание U в известковистом веществе сильно увеличивается. Накопление U в глубоководных илах Черного моря происходит в результате его осаждения из морской воды. В обогащенных U глубоководных известковистых илах Черного моря отношение изотопов U такое же, как в морской воде (U^{234}/U^{238} = 1,17). В мелководных участках с низким содержанием U изотопный состав обычно приближается к равновесному значению. Распределение U в колонках грунтов изучалось до глубин 8 м. Как и в поверхностном слое, наблюдается высокий коэффициент корреляции U – $C_{орг}$. Концентрации Ra низ-

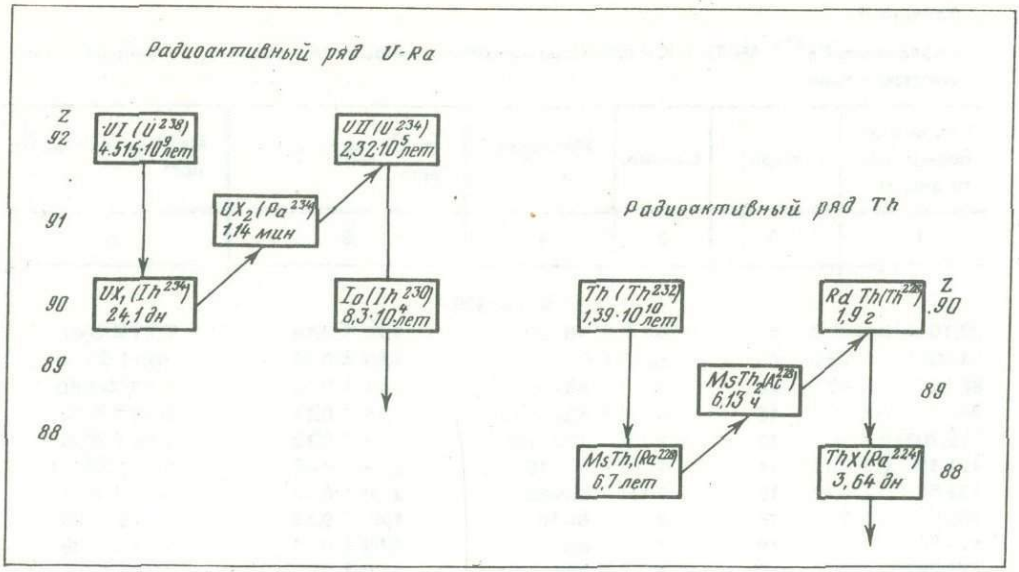


Рис. 29. **Схема распада исследуемых изотопов**

ки (5–9 × 10^{-13} г/г); Ra/U для исследованных колонок практически всегда ниже равновесного значения. В верхних частях колонок Th/U ≈ 1–2. С глубиной величина Th/U возрастает до 3–4, что, видимо, отражает более близкий к океаническому типу режим накопления.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Определение содержания естественных радиоактивных элементов проводилось методами низкофоновой гамма-спектрометрии (Ra^{226}, Ra^{228} (MsThI), Th^{228} (RdTh), K^{40}) и альфа-спектрометрии (U^{238}, U^{234}). Схема распада исследуемых изотопов приведена на рис. 29. При анализе использовались два низкофоновых кристалла NaJ (Tl) размером 80 × 80 мм с колодцем 32 × 45 мм. Измерение каждого образца проводилось дважды на разных установках по 1000 мин. Обработка результатов гамма-спектрометрического анализа проводилась на ЭВМ. Небольшое количество имеющегося в наличии материала не позволило в ряде случаев получить высокой точности определения. При исследовании изотопного состава U навеска образца в 10 г прокаливалась в муфельной печи для удаления органического вещества. Полное разложение образца достигалось обработкой смесью плавиковой и азотной кислот. Отделение изотопов U от Th проводилось на сильноосновном аниониte АВ-17 с последующей очисткой эфирной экстракцией. Электролитическое осаждение изотопов U проводилось из оксалатной среды при pH = 9, токе 2А в течение 2 ч. Определение активности препарата проводилось на полупроводниковом альфа-спектрометре с полупроводниковым кристаллом площадью 5 $см^2$ и энергетическим разрешением 1,5%. При подсчете активности U^{238} вводилась поправка на "хвост" более энергетичной линии U^{234} измерением активности эталонного препарата U^{234}.

ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

В табл. 9 приведены результаты гамма-спектрометрического анализа образцов из исследованных колонок. Содержания Ra^{226} и Ra^{228} (MsThI) приведены в единицах эквивалентного U и Th соответственно. Содержание K приведено в процентах, величины MsThI/Ra и K/Ra – в весовых единицах, а величина отношения RdTh/MsThI – в единицах активности. На рис. 30–32 изображены зависимости содержаний определяемых элементов от глубины отбора пробы, а в табл. 10 – коэффициенты корреляции между глубиной отбора пробы, содержаниями эле-

Таблица 9

Содержание Ra^{226}, Ms Th I, K и величины изотопных отношений в осадках, по данным гамма-спектрометрии

Глубина от поверхности дна, м	Керн	Секция	Интервал, см	Ra^{226}, ед. экв. U, ppm	Ms Th I, ед. экв. Th, ppm	K, %	Ms Th I/Ra^{226}	K/Ra^{226}, x 10^{-4}	Rd Th/Ms Th I
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
			С к в. 379						
32,10	4	5	10–20	1,86 ± 0,14	9,11 ± 0,42	1,39 ± 0,22	4,95 ± 0,60	0,71 ± 0,12	0,75 ± 0,08
54,50	6	сс		1,98 ± 0,16	10,11 ± 0,45	1,36 ± 0,20	5,13 ± 0,77	0,80 ± 0,20	0,89 ± 0,10
86,85	10	3	85–93	1,71 ± 0,30	6,50 ± 1,50	1,86 ± 0,17	3,80 ± 1,50	1,07 ± 0,28	0,84 ± 0,34
88,82	10	4	132–140	1,36 ± 0,11	8,38 ± 0,36	1,78 ± 0,22	6,29 ± 0,80	1,34 ± 0,28	1,04 ± 0,09
112,70	13	1	120–128	1,75 ± 0,12	7,98 ± 0,36	1,55 ± 0,08	5,24 ± 0,61	1,00 ± 0,13	0,97 ± 0,09
121,10	14	1	10–18	2,78 ± 0,45	10,67 ± 1,67	2,15 ± 0,43	3,83 ± 1,13	0,77 ± 0,28	1,30 ± 0,29
132,55	15	2	55–65	2,08 ± 0,12	6,71 ± 0,34	1,59 ± 0,30	3,21 ± 0,35	0,76 ± 0,19	1,05 ± 0,10
135,00	15	4	0–10	1,45 ± 0,13	10,19 ± 0,38	2,00 ± 0,12	7,01 ± 0,89	1,38 ± 0,21	0,80 ± 0,07
173,80	19	4	80–95	1,53 ± 0,14	7,74 ± 0,39	1,59 ± 0,12	4,78 ± 0,58	0,88 ± 0,13	1,11 ± 0,09
175,70	19	5	120–132	1,66 ± 0,32	10,39 ± 0,97	2,01 ± 0,16	6,26 ± 1,82	1,21 ± 0,34	0,91 ± 0,08
189,00	21	2	0–14	2,66 ± 0,13	8,80 ± 0,38	1,61 ± 0,15	3,31 ± 0,30	0,61 ± 0,08	0,88 ± 0,08
189,20	21	2	20–29	1,58 ± 0,13	5,89 ± 1,01	1,64 ± 0,44	3,75 ± 0,95	1,04 ± 0,36	1,41 ± 0,41
214,00	23	6	0–17	2,21 ± 0,11	9,63 ± 0,31	1,80 ± 0,15	4,78 ± 0,38	0,94 ± 0,13	0,89 ± 0,06
217,50	24	2	0–18	1,19 ± 0,34	5,25 ± 1,18	2,30 ± 0,15	4,41 ± 2,00	1,11 ± 0,36	1,49 ± 0,55
223,71	24	6	21–33	2,53 ± 0,14	10,93 ± 0,40	1,63 ± 0,07	3,48 ± 0,33	0,70 ± 0,07	1,16 ± 0,09
256,32	28	2	82–93	2,19 ± 0,44	6,95 ± 1,30	1,61 ± 0,45	3,17 ± 1,23	0,74 ± 0,35	1,51 ± 0,46
256,43	28	2	93–107	2,14 ± 0,13	9,21 ± 0,36	1,77 ± 0,18	4,31 ± 0,43	0,83 ± 0,14	0,93 ± 0,08
266,50	29	3	0–14	2,12 ± 0,10	8,98 ± 0,30	1,53 ± 0,07	4,58 ± 0,38	0,77 ± 0,07	0,83 ± 0,09
330,00	35	сс		1,42 ± 0,12	8,71 ± 0,34	1,65 ± 0,23	6,10 ± 0,76	1,15 ± 0,26	0,92 ± 0,07
332,54	36	2	114–129	1,31 ± 0,12	9,55 ± 0,33	1,21 ± 0,43	7,29 ± 0,90	0,92 ± 0,41	0,84 ± 0,06
349,00	37	сс		1,62 ± 0,10	8,04 ± 0,28	1,52 ± 0,19	4,72 ± 0,47	0,94 ± 0,17	1,05 ± 0,08
369,64	40	2	14–24	2,23 ± 0,10	10,62 ± 0,32	2,27 ± 0,20	5,38 ± 0,43	1,15 ± 0,16	0,99 ± 0,06
379,75	42	1	25–37	1,94 ± 0,13	8,82 ± 0,38	1,71 ± 0,11	4,55 ± 0,50	0,88 ± 0,12	1,11 ± 0,09
411,15	45	4	65–75	1,72 ± 0,16	4,19 ± 0,42	1,09 ± 0,18	2,33 ± 0,68	0,81 ± 0,24	1,52 ± 0,39
421,10	46	4	110–120	1,26 ± 0,13	5,93 ± 0,39	1,57 ± 0,27	4,79 ± 0,82	1,26 ± 0,35	1,44 ± 0,17
424,02	46	6	102–116	1,15 ± 0,28	10,60 ± 0,80	1,71 ± 0,14	9,21 ± 2,90	1,48 ± 0,48	0,69 ± 0,12
437,27	48	2	126–135	1,44 ± 0,36	8,74 ± 1,07	2,00 ± 0,23	6,09 ± 2,26	1,39 ± 0,51	0,81 ± 0,21
444,28	49	1	28–41	1,11 ± 0,14	8,01 ± 0,42	1,59 ± 0,14	7,19 ± 1,32	1,43 ± 0,31	0,92 ± 0,10
459,62	50	5	12–24	1,16 ± 0,22	8,45 ± 0,70	1,62 ± 0,15	7,25 ± 1,98	1,39 ± 0,40	0,87 ± 0,15
475,70	52	3	20–21	1,65 ± 0,11	9,40 ± 0,33	1,92 ± 0,13	5,69 ± 0,58	1,17 ± 0,16	0,95 ± 0,07
476,55	52	3	105–114	1,70 ± 0,28	10,40 ± 0,86	2,42 ± 0,24	6,12 ± 1,53	1,43 ± 0,38	1,03 ± 0,16
501,00	54	сс		2,28 ± 0,11	8,20 ± 0,31	1,67 ± 0,05	3,59 ± 0,30	0,73 ± 0,06	1,07 ± 0,08
534,53	58	4	53–61	1,67 ± 0,30	6,56 ± 0,75	1,40 ± 0,15	3,93 ± 1,14	0,84 ± 0,24	1,23 ± 0,26
551,35	60	2	135–145	2,14 ± 0,42	15,91 ± 1,48	2,37 ± 0,41	7,43 ± 2,15	1,11 ± 0,41	0,77 ± 0,21
595,28	65	6	128–142	1,46 ± 0,14	6,57 ± 0,42	1,59 ± 0,08	4,47 ± 0,73	1,08 ± 0,16	1,13 ± 0,14
Среднее				1,77	8,53	1,72	4,98	1,02	1,03
Максимальное				2,78	15,91	2,42	9,21	1,48	1,52
Минимальное				1,11	4,19	1,09	2,33	0,61	0,69
			С к в. 380						
8,21	1	6	71–81	2,26 ± 0,30	9,27 ± 0,78	2,22 ± 0,16	4,09 ± 0,90	0,98 ± 0,20	1,14 ± 0,19
11,40	2	2	40–52	1,46 ± 0,12	4,39 ± 0,32	1,33 ± 0,09	3,01 ± 0,47	0,91 ± 0,14	1,53 ± 0,20
49,35	6	2	35–45	2,56 ± 0,17	9,07 ± 0,49	1,75 ± 0,21	3,55 ± 0,42	0,68 ± 0,13	0,73 ± 0,09
88,25	10	2	125–138	1,86 ± 0,16	8,82 ± 0,46	2,30 ± 0,20	4,74 ± 0,66	1,27 ± 0,23	1,31 ± 0,12
114,00	13	1	0–14	2,40 ± 0,16	9,35 ± 0,48	2,41 ± 0,13	3,90 ± 0,46	1,01 ± 0,12	1,39 ± 0,12
156,95	17	4	45–60	2,45 ± 0,17	11,68 ± 0,42	2,23 ± 0,15	4,77 ± 0,52	0,91 ± 0,13	0,97 ± 0,09
179,08	19	6	58–70	2,40 ± 0,13	8,33 ± 0,36	2,15 ± 0,13	3,48 ± 0,35	0,90 ± 0,10	1,56 ± 0,28
217,50	23	6	100–110	1,99 ± 0,16	12,13 ± 0,47	2,54 ± 0,16	6,10 ± 0,73	1,28 ± 0,19	0,99 ± 0,08
250,01	27	3	1–13	1,99 ± 0,15	9,82 ± 0,47	2,29 ± 0,13	4,93 ± 0,59	1,15 ± 0,15	1,09 ± 0,09
276,44	30	1	94–110	1,94 ± 0,15	10,11 ± 0,45	2,01 ± 0,11	5,20 ± 0,64	1,03 ± 0,13	1,06 ± 0,09
299,73	32	4	73–83	2,87 ± 0,22	9,84 ± 0,61	2,22 ± 0,13	3,42 ± 0,48	0,77 ± 0,11	1,25 ± 0,13

Таблица 9 (окончание)

1	2	3	4	5	6
			С к в . 380		
307,95	33	3	95–110	2,43 ± 0,15	7,90 ± 0,44
319,54	35	2	54–64	3,21 ± 0,20	11,75 ± 0,55
327,06	36	3	106–118	4,35 ± 0,15	9,24 ± 0,45
355,54	39	3	104–115	2,75 ± 0,18	7,14 ± 0,55
356,46	3	4	46–61	3,14 ± 0,20	12,17 ± 0,61
361,32	4	1	32–45	1,03 ± 0,13	7,40 ± 0,37
370,50	5	1	0–15	1,77 ± 0,15	11,98 ± 0,45
404,79	8	4	129–150	1,73 ± 0,14	8,02 ± 0,45
415,29	9	5	78–95	2,55 ± 0,17	8,85 ± 0,78
429,99	11	2	99–115	1,55 ± 0,15	10,93 ± 0,46
441,50	12	4	0–9	1,36 ± 0,16	7,46 ± 0,48
447,50	13	1	100–110	1,93 ± 0,17	7,77 ± 0,49
459,15	14	3	15–28	1,82 ± 0,17	6,27 ± 0,48
486,56	17	2	56–70	1,71 ± 0,23	5,98 ± 0,33
514,89	20	2	39–51	2,47 ± 0,14	9,45 ± 0,44
535,01	22	3	1–12	1,88 ± 0,14	8,04 ± 0,42
542,20	23	1	70–85	1,89 ± 0,16	10,84 ± 0,47
563,74	25	3	24–40	2,26 ± 0,13	10,03 ± 0,39
599,58	30	1	108–120	3,44 ± 0,20	12,18 ± 0,62
669,51	37	4	1–14	3,34 ± 0,17	11,13 ± 0,49
738,80	44	5	130–140	2,85 ± 0,30	12,86 ± 0,35
776,91	48	6	41–53	4,30 ± 0,20	8,28 ± 0,57
805,01	51	6	1–16	1,88 ± 0,19	7,56 ± 0,62
840,71	55	4	21–32	5,29 ± 0,31	14,47 ± 0,85
893,00	60	сс		3,17 ± 0,14	6,22 ± 0,39
934,00	65	3	0–15	3,53 ± 0,20	13,07 ± 0,60
Среднее				2,48	9,52
Максимальное				4,35	14,47
Минимальное				1,03	4,39
			С к в. 381		
42,15	5	3	115–135	3,15 ± 0,19	12,40 ± 0,54
53,50	6	5	0–15	1,49 ± 0,15	11,95 ± 0,51
62,75	7	4	125–145	1,88 ± 0,16	12,21 ± 0,81
84,20	9	6	70–90	1,85 ± 0,27	11,70 ± 0,86
94,25	10	6	125–150	3,16 ± 0,21	12,58 ± 0,60
114,00	12	сс		2,15 ± 0,19	11,13 ± 0,54
123,50	14	1	0–15	1,51 ± 0,13	7,49 ± 0,42
150,00	16	6	0–20	1,82 ± 0,18	7,97 ± 0,52
171,00	19	1	0–15	1,49 ± 0,17	5,35 ± 0,51
178,57	19	6	7–24	2,24 ± 0,18	11,22 ± 0,50
202,90	23	3	40–55	3,12 ± 0,27	11,53 ± 0,75
224,76	25	5	26–40	3,47 ± 0,18	11,97 ± 0,57
240,50	27	3	0–15	2,81 ± 0,20	9,08 ± 0,55
257,34	29	1	84–100	2,51 ± 0,44	9,77 ± 1,25
278,00	31	2	100–115	2,73 ± 0,21	7,46 ± 0,64
285,81	32	1	81–94	2,77 ± 0,05	3,93 ± 0,55
313,50	34	сс		1,74 ± 0,24	12,22 ± 0,74
315,60	35	2	60–70	5,27 ± 0,19	6,67 ± 0,54
326,70	36	3	70–84	3,99 ± 0,21	13,24± 0,59
339,48	37	5	98–100	3,43 ± 0,31	10,24 ± 0,92
438,55	48	2	5–17	3,71 ± 0,17	12,96 ± 0,50
446,70	49	1	20–34	3,53 ± 0,23	16,10 ± 0,67
473,73	51	6	73–83	2,90 ± 0,16	14,93 ± 0,49
476,65	52	2	15–30	2,98 ± 0,16	12,60 ± 0,46
488,75	53	3	125–135	3,47 ± 0,15	11,76 ± 0,46
499,55	54	2	5–16	2,39 ± 0,14	9,22 ± 0,43
Среднее				2,75	10,75
Максимальное				5,27	16,10
Минимальное				1,49	3,93

Таблица 9 (окончание)

1	2	3	4	5	6
			С к в . 380		
307,95	33	3	95–110	2,43 ± 0,15	7,90 ± 0,44
319,54	35	2	54–64	3,21 ± 0,20	11,75 ± 0,55
327,06	36	3	106–118	4,35 ± 0,15	9,24 ± 0,45
355,54	39	3	104–115	2,75 ± 0,18	7,14 ± 0,55
356,46	3	4	46–61	3,14 ± 0,20	12,17 ± 0,61
361,32	4	1	32–45	1,03 ± 0,13	7,40 ± 0,37
370,50	5	1	0–15	1,77 ± 0,15	11,98 ± 0,45
404,79	8	4	129–150	1,73 ± 0,14	8,02 ± 0,45
415,29	9	5	78–95	2,55 ± 0,17	8,85 ± 0,78
429,99	11	2	99–115	1,55 ± 0,15	10,93 ± 0,46
441,50	12	4	0–9	1,36 ± 0,16	7,46 ± 0,48
447,50	13	1	100–110	1,93 ± 0,17	7,77 ± 0,49
459,15	14	3	15–28	1,82 ± 0,17	6,27 ± 0,48
486,56	17	2	56–70	1,71 ± 0,23	5,98 ± 0,33
514,89	20	2	39–51	2,47 ± 0,14	9,45 ± 0,44
535,01	22	3	1–12	1,88 ± 0,14	8,04 ± 0,42
542,20	23	1	70–85	1,89 ± 0,16	10,84 ± 0,47
563,74	25	3	24–40	2,26 ± 0,13	10,03 ± 0,39
599,58	30	1	108–120	3,44 ± 0,20	12,18 ± 0,62
669,51	37	4	1–14	3,34 ± 0,17	11,13 ± 0,49
738,80	44	5	130–140	2,85 ± 0,30	12,86 ± 0,35
776,91	48	6	41–53	4,30 ± 0,20	8,28 ± 0,57
805,01	51	6	1–16	1,88 ± 0,19	7,56 ± 0,62
840,71	55	4	21–32	5,29 ± 0,31	14,47 ± 0,85
893,00	60	сс		3,17 ± 0,14	6,22 ± 0,39
934,00	65	3	0–15	3,53 ± 0,20	13,07 ± 0,60
Среднее				2,48	9,52
Максимальное				4,35	14,47
Минимальное				1,03	4,39
			С к в. 381		
42,15	5	3	115–135	3,15 ± 0,19	12,40 ± 0,54
53,50	6	5	0–15	1,49 ± 0,15	11,95 ± 0,51
62,75	7	4	125–145	1,88 ± 0,16	12,21 ± 0,81
84,20	9	6	70–90	1,85 ± 0,27	11,70 ± 0,86
94,25	10	6	125–150	3,16 ± 0,21	12,58 ± 0,60
114,00	12	сс		2,15 ± 0,19	11,13 ± 0,54
123,50	14	1	0–15	1,51 ± 0,13	7,49 ± 0,42
150,00	16	6	0–20	1,82 ± 0,18	7,97 ± 0,52
171,00	19	1	0–15	1,49 ± 0,17	5,35 ± 0,51
178,57	19	6	7–24	2,24 ± 0,18	11,22 ± 0,50
202,90	23	3	40–55	3,12 ± 0,27	11,53 ± 0,75
224,76	25	5	26–40	3,47 ± 0,18	11,97 ± 0,57
240,50	27	3	0–15	2,81 ± 0,20	9,08 ± 0,55
257,34	29	1	84–100	2,51 ± 0,44	9,77 ± 1,25
278,00	31	2	100–115	2,73 ± 0,21	7,46 ± 0,64
285,81	32	1	81–94	2,77 ± 0,05	3,93 ± 0,55
313,50	34	сс		1,74 ± 0,24	12,22 ± 0,74
315,60	35	2	60–70	5,27 ± 0,19	6,67 ± 0,54
326,70	36	3	70–84	3,99 ± 0,21	13,24± 0,59
339,48	37	5	98–100	3,43 ± 0,31	10,24 ± 0,92
438,55	48	2	5–17	3,71 ± 0,17	12,96 ± 0,50
446,70	49	1	20–34	3,53 ± 0,23	16,10 ± 0,67
473,73	51	6	73–83	2,90 ± 0,16	14,93 ± 0,49
476,65	52	2	15–30	2,98 ± 0,16	12,60 ± 0,46
488,75	53	3	125–135	3,47 ± 0,15	11,76 ± 0,46
499,55	54	2	5–16	2,39 ± 0,14	9,22 ± 0,43
Среднее				2,75	10,75
Максимальное				5,27	16,10
Минимальное				1,49	3,93

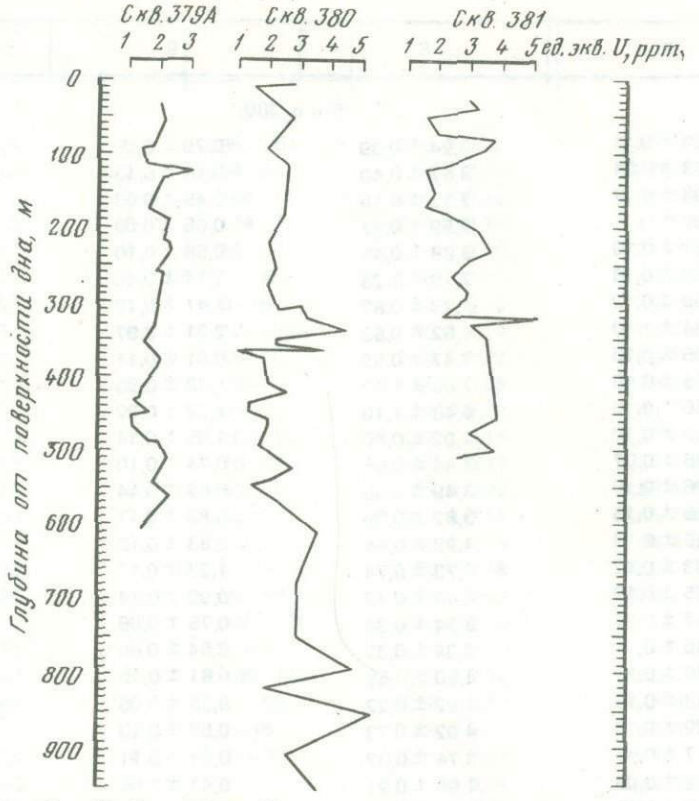


Рис. 30. **Содержание Ra в осадках исследуемых скважин**

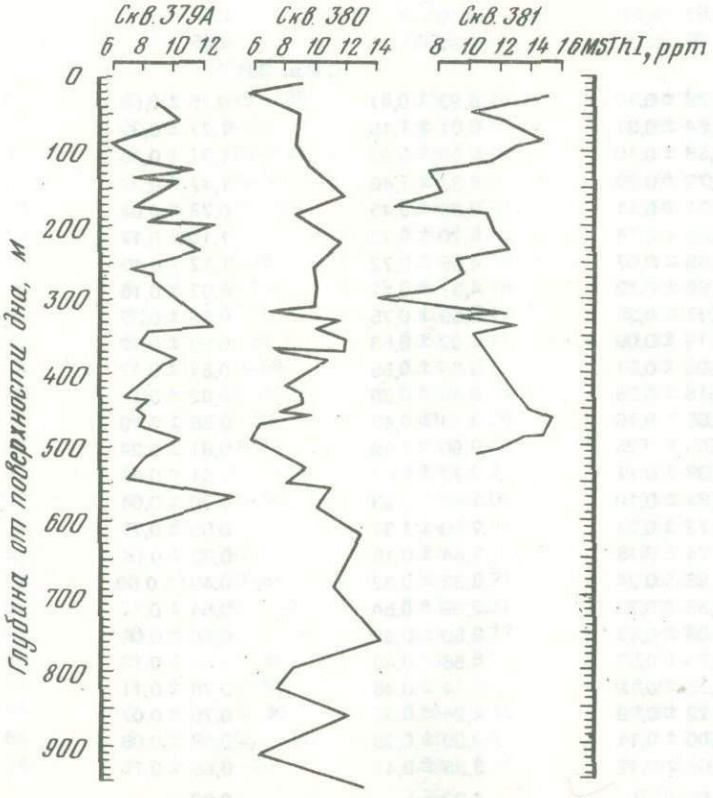


Рис. 31. **Содержание Th(Ms Th I) в осадках исследуемых скважин**

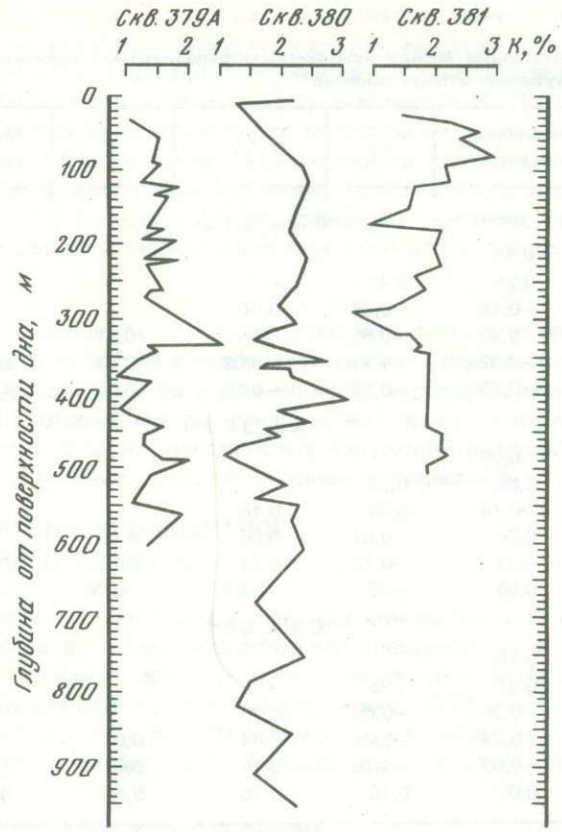


Рис. 32. **Содержание К в осадках исследуемых скважин**

ментов и величинами изотопных отношений. В табл. 11 приведены данные об изотопном составе U (U^{234}/U^{238}) в исследуемых образцах в единицах активности. Во всех таблицах приведена среднеквадратичная статистическая погрешность.

Содержание Ra в исследованных пробах меняется в небольших пределах от 1,03 до 5,25 ppm в единицах эквивалентного U. Некоторое увеличение содержания Ra с глубиной отмечено для скв. 379 и 381 (коэффициент корреляции 0,44 и 0,48 соответственно). Содержание MsThI изменяется от 3,9 до 16,1 ppm в единицах эквивалентного Th. Корреляция содержания Th с глубиной осадка практически отсутствует. Отмечается некоторая зависимость между содержаниями Ra и Th, наибольший коэффициент корреляции между этими величинами (0,47) отмечен для скв. 379. Содержание К меняется в небольших пределах от 0,82 до 3,64%. Зависимость содержания К от глубины отбора пробы отсутствует. Отсутствует корреляция и между содержаниями Ra и К. Достаточно высокий коэффициент корреляции между MsThI и К (0,73) зафиксирован для скв. 381, несколько меньшее значение (0,50) отмечается для скв. 379 и практически полностью отсутствует зависимость между этими величинами для осадков скв. 380. Необычно высокий коэффициент корреляции зафиксирован для MsThT/Ra и К/Ra.

Величина MsThI/Ra при наличии равновесия в радиоактивных рядах эквивалентна Th/U и в целом для рассматриваемых осадков близка к среднему значению для осадочных пород (4,4, по В.В. Чердынцеву [1969]). Этот факт является важным аргументом в пользу существования равновесия в рядах радиоактивных элементов в рассматриваемых скважинах. Другим важным аргументом является отсутствие обратной корреляции между концентрацией Ra и глубиной отбора образца, как это наблюдается для океанических осадков. Наибольшей мигрирующей способностью среди рассматриваемых элементов обладает Ra, а наиболее

Таблица 10

Коэффициенты корреляции между основными определяемыми величинами, изотопными отношениями и глубиной отбора образца

Элемент, отношение	Глубина отбора	Ra	Ms Th I	K	Ms Th I/ Ra	K/Ra
			Скв. 379			
Ra	0,44					
Ms Th I	0,21	0,47				
K	−0,16	−0,06	0,50			
Ms Th I/Ra	−0,23	−0,66	0,25	0,47		
K/Ra	−0,32	−0,71	−0,06	0,64	0,82	
Rd Th/Ms Th I	−0,28	−0,38	−0,56	0,06	−0,02	0,32
			Скв. 380			
Ra	−0,26					
Ms Th I	0,06	0,33				
K	−0,14	0,04	0,16			
Ms Th I/Ra	0,24	−0,57	0,54	0,13		
K/Ra	0,33	−0,73	0,13	0,18	0,76	
Rd Th/Ms Th I	0,06	0,06	−0,62	−0,08	−0,63	−0,25
			Скв. 381			
Ra	0,48					
Ms Th I	0,21	0,26				
K	−0,25	−0,06	0,73			
Ms Th I/Ra	−0,37	−0,67	0,44	0,63		
K/Ra	−0,57	−0,76	0,16	0,61	0,91	
Rd Th / Ms Th I	0,07	0,16	0,16	0,40	0,01	0,10

Таблица 11

Изотопный состав U (U^{234}/U^{238})

Керн	Секция	Интервал, см	U^{234}/U^{238}, ед. акт.
		Скв. 379	
4	5	10–20	1,01 ± 0,02
19	4	80–95	1,06 ± 0,05
23	6	0–17	1,07 ± 0,03
29	3	0–14	0,95 ± 0,03
40	2	14–24	0,95 ± 0,05
46	4	110–120	1,08 ± 0,05
65	6	128–142	1,06 ± 0,04
		Скв. 380	
1	6	71–81	1,04 ± 0,03
17	4	45–60	0,95 ± 0,04
30	1	94–110	1,06 ± 0,04
36	3	106–113	0,96 ± 0,05
39	3	104–115	1,02 ± 0,05
		Скв. 380А	
3	4	46–61	1,11 ± 0,04
9	5	78–95	1,05 ± 0,06
14	3	15–28	1,00 ± 0,04
20	2	39–51	1,01 ± 0,03
37	4	1–14	1,01 ± 0,03
48	6	41–53	1,03 ± 0,04
60	сс		1,10 ± 0,04
65	3	0–15	0,96 ± 0,05

чувствительным индикатором этого процесса является величина RdTh/MsThI. В среднем для рассматриваемых значений с учетом высокой погрешности определения этого отношения наблюдается практически равновесное значение. Достаточно высокий коэффициент корреляции между значениями MsThI и RdTh/MsThI для скв. 379 и 380 указывает, что процесс миграции может происходить в локальных участках разреза, но в целом при усреднении по длине колонки достигается равновесное значение. Среднее значение величины изотопного отношения $U\,(U^{234}/U^{238})_{ср}$ = 1,02, т.е. близко к равновесному значению, особенно если учесть высокую погрешность определения величины этого отношения.

Совокупность рассмотренных экспериментальных данных указывает предположительно на наличие равновесия в рядах естественных радиоактивных элементов при рассмотрении усредненных по длине колонок значений. Прямые определения содержания U и Th, которые авторы предполагают провести в дальнейшем, позволяют прояснить вопрос о наличии локальных нарушений радиоактивного равновесия, вызванного вторичными диагенетическими процессами.

ВОЗРАСТ ТЕРРИГЕННЫХ МИНЕРАЛОВ В ГЛУБОКОВОДНЫХ ОСАДКАХ

Сравнение абсолютного возраста терригенных минералов морских отложений с возрастом минералов в породах водосборных площадей или в речных взвесях позволяет выявить, из каких источников питания осадочный материал поступает в различные участки морского дна [Крылов, Силин, 1959, 1961; и др.]. С этой целью был изучен абсолютный возраст терригенных минералов в кернах бурения 42Б рейса БС "Гломар Челленджер" в Черном море [Krylov, Trimonis, 1978].

МЕТОДИКА И ПРЕДЫДУЩИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Основные принципы K-Ar метода определения возраста терригенных минералов описаны в ряде работ [Крылов, Силин, 1959, 1963; Крылов и др., 1961]. При изучении кернов бурения использовались те же методические приемы. Для удаления карбонатов и адсорбированного K илы обрабатывались азотной кислотой.

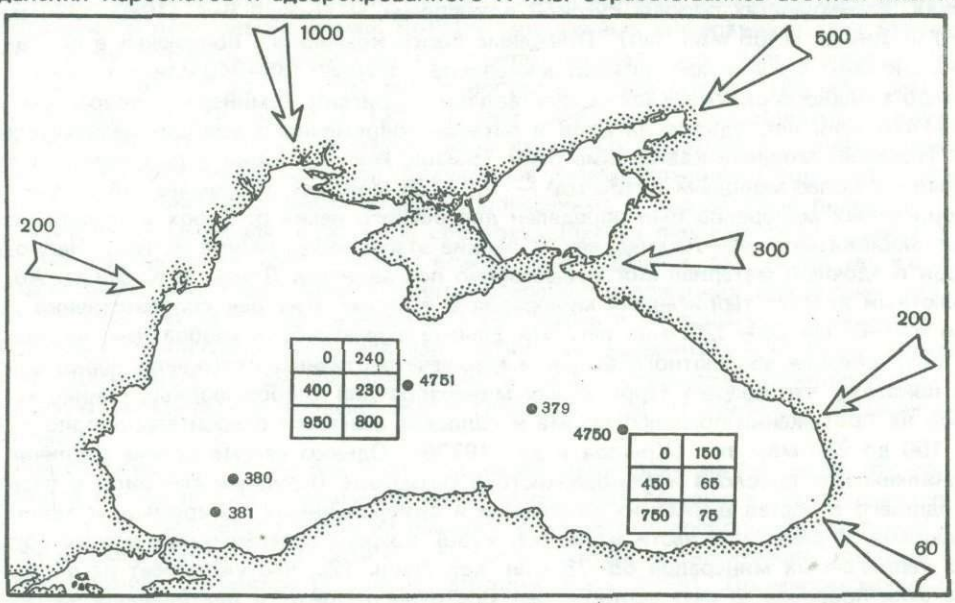


Рис. 33. **Возраст терригенных минералов в речных взвесях и в донных осадках Черного моря, млн. лет**

Стрелками обозначен возраст минералов в речных взвесях. В колонках слева указаны горизонты от поверхности дна (в см), справа — возраст минералов в донных осадках

Таблица 12

Абсолютный возраст терригенных минералов донных осадков Черного моря

Станция	Глубина, м	Северная широта	Восточная долгота	Горизонт, см
4750	2163	42°30'9"	37°34'3"	0–37
				435–493
				720–760
4751	2222	43 12 4	33 48	0–25
				59–115
				390–435
				946–966
4752	2214	43 32 9	33 54 3	0–25
				770–790
4754	1330	41 36 1	29 23 7	0–15
				170–185
				611–624
672	2215	43 31 3	31 56 2	0–29
				235–250

Примечание. Осадки HI_{III} – современные (верхний голоцен), HI_{II} – древнечерноморские (средний голоцен), W – новоэвксинские (вюрм).

К определялся дипикриламинатным и пламенно-фотометрическим методами. Ar определялся методом изотопного разбавления. Изотопный контроль осуществлялся на масс-спектрометре типа МС-2М.

Ранее в результате исследования аллювия рек и пляжевых песков от устья Дуная до Батуми были получены сведения о возрасте минералов осадочного материала, мобилизуемого на водосборе Черного моря [Крылов и др., 1973а]. Дунайские выносы, являющиеся основным источником осадочного материала в современном осадконакоплении, содержат терригенные минералы, возраст которых 200–225 млн. лет. Наиболее древний возраст выносимых минералов определен в реках, дренирующих породы Русской платформы, – Южный Буг (1080–1260 млн. лет) и Днепр (1165 млн. лет). Пляжевые пески крымского побережья в основном сложены материалом, возраст минералов которого 185–340 млн. лет. Реки северо-западного склона Кавказа поставляют терригенные минералы возрастом 195–670 млн. лет, однако их доля в питании современного водоема незначительна. Наиболее мощные кавказские реки (Бзыбь, Ингури, Риони и др.) выносят минералы с более молодым возрастом – 140–185 млн. лет. Минимальный возраст терригенных минералов был определен для речного песка р. Чорох и других малых рек Закавказья – 40–70 млн. лет. В ранние этапы четвертичной истории Черного моря осадочный материал мог существенно поставляться Доном и Кубанью. Абсолютный возраст терригенных минералов в выносах этих рек соответственно равен 400–650 и 230–320 млн. лет. Эти данные схематически изображены на рис. 33.

Исследование абсолютного возраста верхнечетвертичных отложений Черного моря показало, что возраст терригенных минералов для глубоководных глинистых илов на протяжении позднего вюрма и голоцена меняется относительно мало – от 150 до 230 млн. лет [Крылов и др., 1973б]. Однако весьма резкие различия выявлены для прослоев крупнозернистого материала (крупные алевриты и пески), входящего в состав вюрмских отложений и приуроченнных по времени к таянию ледников. В восточной части моря (ст. 4750) возраст содержащихся в этих породах терригенных минералов 65–75 млн. лет (табл. 12), что указывает на образование этих прослоев за счет выносов рек Восточного Понта. В центральных частях моря (ст. 4751 и 672) песчано-алевритовые прослои по возрасту терригенных минералов (600–800 млн. лет), безусловно, определяются выносами с Русской платформы.

Стратиграфический слой	Тип осадка	K, %	Ar, $\frac{см^3}{г} \times 10^{-5}$	Возраст, млн. лет
HI_{III}	Ил пелитовый	2,08	1,20	150
W	Песок мелкозернистый	1,62	0,39	65
W	Песок среднезернистый	1,65	0,49	75
HI_{III}	Ил пелитовый	2,39	2,30	240
HI_{II}	Ил алеврито-пелитовый	1,94	0,95	125
W	Ил пелитовый	2,38	2,22	230
W	Песок	0,82	3,10	800
HI_{III}	Ил пелитовый	2,40	1,76	180
W	Алеврит крупный	1,69	0,56	85
HI_{III}	Ил пелитовый	2,51	1,66	170
HI_{II}	То же	2,36	1,42	150
W	"	3,44	2,16	155
HI_{III}	"	1,90	1,24	165
W	Алеврит крупный	1,65	5,15	600

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Данные по возрасту терригенных минералов в изученных скважинах приведены в табл. 13 и показаны на рис. 34.

Отложения скв. 379А сформировались в разные эпохи осадконакопления — как во время ледниковых периодов, когда уровень моря был ниже современного, а климат на водосборной площади был холодный и сухой, так и в периоды межледниковий, характеризовавшихся резким повышением уровня вод, морским режимом в водоеме и теплым и влажным климатом на водосборе. Основную часть разреза плейстоцена составляют терригенные отложения, представленные алевритопелитовыми и пелитовыми илами. Возраст терригенных минералов в этих отложениях в разновозрастных литологических свитах показал сравнительно небольшие колебания — от 204 до 115 млн. лет. Наиболее молодой возраст (80 млн. лет) был определен в обр. 67,4,110—120 (нижний плейстоцен), представленном крупным алевритом. Поскольку основную часть изученных образцов составляет тонкодисперсный терригенный материал, полученные данные позволяют говорить только об источниках наиболее тонких взвесей, принесенных с водосборной площади.

Терригенные минералы в осадках, образовавшихся в периоды трех ледниковых эпох (вюрм, рисс и миндель), имеют возраст 114—180 млн. лет. Почти такого же возраста терригенные минералы в тонкодисперсных отложениях межледниковий — 115—204 млн. лет. Это свидетельствует о том, что в плейстоцене кардинальных изменений источников питания для данной области седиментации не было. Такой вывод подтверждают и данные минерального состава отложений. Основные породообразующие минералы (обломочные и глинистые) имеют близкие соотношения [Trimonis et al., 1978].

Минералогическое исследовние крупноалевритовой фракции показало, что терригенный материал в этой скважине имеет смешанный генезис, причем характерно то, что при решающем значении выносов с южного водосбора на отдельных этапах формирования пачек (или отдельных их частей) в значительной степени поступал материал с Кавказа [Trimonis, Shimkus, Ross, 1978]. Примером могут служить отложения рисского ледникового периода (пачка 6). В крупноалевритовой фракции терригенных илов минеральный состав меняется неоднократно. Это выражено значительными изменениями содержаний моноклинных пироксенов, эпидо-

Таблица 13

Абсолютный возраст терригенных минералов в кернах бурения

Глубина от поверхности дна, м	Колонка	Секция	Интервал, см	Пачка	Возраст	Тип осадка	К, %	Ar, $\frac{см^3}{г} \times 10^{-5}$	Возраст, млн. лет
		С к в. 379А				С к в. 379А			
5,65–5,75	1	4	115–125	3	Вюрм	Терригенный, слабоизвестковый ил	2,06	0,932	115 ± 5
98,35–98,43	11	4	135–143	4	Рисс-вюрм	То же	2,06	1,680	204 ± 10
133,95–134,08	15	3	45–58	6	Рисс	"	2,12	1,570	180 ± 9
217,50–217,68	24	2	0–18	6	"	Терригенный слабоизвестковый пелитовый ил	1,85	0,826	114 ± 5
256,32–256,43	28	2	82–93	7	Миндель-рисс	Терригенный слабоизвестковый ил	1,87	0,887	122 ± 6
411,48–411,56	45	4	98–106	8	Миндель	Терригенный слабоизвестковый пелитовый ил	2,05	1,219	150 ± 7
493,20–493,34	54	2	20–34	9	Гюнц-миндель	Известковый пелитовый ил	1,83	0,826	115 ± 5
611,10–611,20	67	4	110–120	9	То же	Терригенный слабоизвестковый крупный алеврит	1,77	0,548	80 ± 4
		С к в. 380				С к в. 380			
3,10–3,20	1	3	10–20	Ic	Вюрм	Терригенный слабоизвестковый пелитовый ил	2,58	2,182	211 ± 11
48,43–48,55	6	1	93–105	Id	Рисс-вюрм	Терригенный алевритово-пелитовый ил	2,34	2,029	216 ± 11
114,00–114,14	13	1	0–14	Ie	Рисс	Терригенный слабоизвестковый пелитовый ил	2,85	1,900	168 ± 8
250,01–250,13	27	3	1–13	Ig	Миндель	То же	2,64	1,893	180 ± 9
307,95–308,10	33	3	95–110	Ih	"	Терригенный слабоизвестковый алевритово-пелитовый ил	2,35	1,720	183 ± 9
		С к в. 380А				С к в. 380А			
375,61–375,74	5	4	61–74	II	Плиоцен (эоплейстоцен)	Терригенный слабоизвестковый пелитовый ил	3,20	2,290	180 ± 9
458,12–458,27	14	2	62–77	III	То же	То же	2,60	1,804	175 ± 9
600,38–600,50	30	2	38–50	III	"	Сильноизвестковый пелитовый ил	2,48	1,650	161 ± 8
639,77–639,94	34	3	27–44	III	"	Известковый пелитовый ил	2,43	1,557	159 ± 8
669,51–669,64	37	4	1–14	IVa	Плиоцен	Терригенный ил	1,89	1,357	175 ± 9
776,91–777,03	48	6	41–53	IVb	"	То же	2,09		
904,00–904,15	62	2	0–15	IVe	Миоцен	Известковый мелкоалевритовый ил	2,54	1,005	117 ± 6
1010,16–1010,27	73	3	16–27	V	"	Терригенный мелкоалевритовый ил	2,50	1,030	103 ± 5
		С к в. 381				С к в. 381			
12,24–12,44	2	2	124–144	1	Миндель-рисс	Терригенный ил	2,53	1,805	180 ± 9
42,15–42,35	5	3	115–135	1	Миндель	Терригенный пелитовый ил	2,60		
96,50–96,65	11	2	0–15	1	"	Терригенный слабоизвестковый пелитовый ил	2,56	1,540	150 ± 7
171,00–171,15	19	1	0–15	2	Плиоцен (эоплейстоцен)	Сильноизвестковый алевритово-пелитовый ил	1,61	0,974	155 ± 8
220,40–220,55	25	2	40–55	3	Плиоцен	Терригенный пелитовый ил	2,19	1,428	165 ± 8
300,20–300,35	33	4	120–135	4	"	Известковый ил	2,08	1,044	130 ± 7
334,30–334,40	37	2	30–40	5	"	Терригенный алевритово-пелитовый ил	2,00	1,764	220 ± 11
445,60–445,70	48	6	110–120	7	Миоцен	Терригенный алевритово-пелитовый ил	2,51	0,793	80 ± 4
495,55–495,66	54	2	5–16	9	"	Алевролит	2,05	0,639	80 ± 4

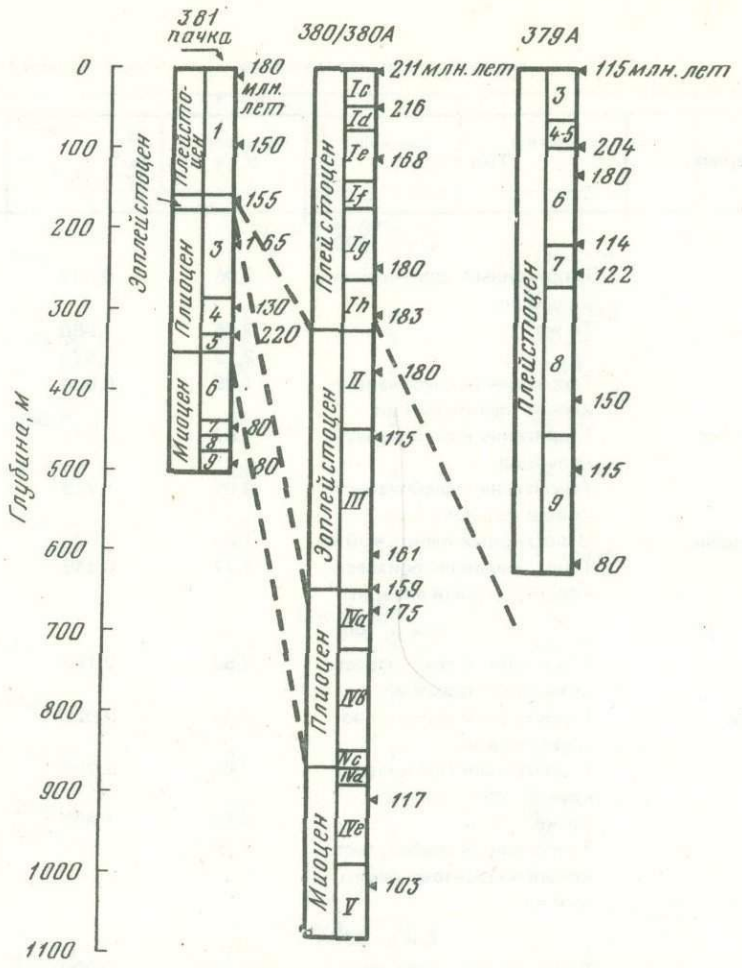


Рис. 34. **Возраст терригенных минералов в глубоководных осадках изученных скважин**

та, рудных минералов и др. В ряде горизонтов много граната, часто присутствуют циркон, турмалин, дистен, которые не характерны для выносов с южного водосбора. Возраст терригенных минералов в изученных двух пробах равен 114 и 180 млн. лет. Завышение возраста, вероятнее всего, связано с большей примесью осадочного материала, поступившего с северных областей питания. Отмеченные различия в возрасте терригенных минералов в других пачках также свидетельствуют о повышении роли на отдельных этапах плейстоцена осадочного материала с водосборных областей Кавказа.

Крупнозернистые отложения (обр. 67,4,110—120) имеют возраст 80 млн. лет, что указывает на резкое преобладание материала, поступившего с южного побережья. Здесь отмечено относительно малое количество глинистых минералов (особенно иллита) и повышенное содержание полевых шпатов. Среди тяжелых минералов в крупноалевритовой фракции преобладают моноклинные пироксены, рудные минералы, эпидот, а в легкой подфракции — выветрелые обломки пород, полевые шпаты (несколько больше, чем кварца) и др. Этот состав характерен для современной Восточно-Анатолийской терригенной провинции, в основном питаемой продуктами разрушения меловых вулканогенных пород и четвертичных эффузивных формаций Турции. Следует ожидать, что прослои крупнозернистого материала и в других пачках, возраст которых еще не определен, генетически связаны с осадочным материалом, мобилизуемым в южной части водосборной площади.

Скв. 380/380А и 381 расположены на небольшом расстоянии одна от другой, и одновозрастные литологические пачки в них имеют сходный состав. Наиболее полно представлена скв. 380/380А, в которой были пройдены отложения плейстоцена, плиоцена и частично миоцена. В скв. 381 эти отложения имеют значительно меньшую мощность. Основная часть плейстоцена в обеих скважинах сложена *терригенными алевритово-пелитовыми и пелитовыми илами. Плиоценовые отложения* более обогащены карбонатным материалом, особенно в скв. 380/380А, а в миоценовом разрезе преобладают слоистые глины.

Большинство исследованных образцов скв. 380/380А в гранулометрическом отношении представляют собой тонкодисперсные илы. Возраст терригенных минералов для плейстоцена меняется в пределах 161—216 млн. лет, причем наибольшие значения получены для верхней части скважины (вюрм и рисс-вюрм). Терригенные минералы в глинах плиоцена имеют возраст 159—175 млн. лет, а в мелкоалевритовых отложениях миоцена —103—117 млн. лет. Таким образом, в целом в скважине *отмечается постепенное снижение значений возраста терригенных минералов* от молодых отложений к более древним.

Минеральный состав изученных образцов плейстоцена меняется незначительно. Выделяется только один образец (30,2,38—50), в котором основную часть составляет аутигенный кальцит. Для миоценовых отложений примечательно увеличение содержания полевых шпатов по отношению к кварцу. Если сравнивать эти данные с современными выносами с севера (в основном Дунай) и юга (р. Сакарья), то минеральный состав миоценовых отложений более сходен с осадочным материалом Сакарьи, для которого характерно преобладание полевых шпатов над кварцем. Дунай, как известно, в своих выносах содержит в 1,5—3 раза больше кварца, чем полевых шпатов. Можно предполагать, что поступление осадочного материала в *эту область в миоцене осуществлялось в основном с южной части водосбора,* однако позднее (в плиоцене) увеличился принос терригенного материала и с северных областей. Возрастающая роль выносов Дуная затем прослеживалась и в плейстоцене. Колебания значений возраста терригенных минералов в отложениях скв. 380/380А, на наш взгляд, находятся в соответствии с этими изменениями.

В скв. 381 изученные образцы также представлены в основном алевритово-пелитовыми и пелитовыми илами. Часть из них сложена почти исключительно терригенным материалом ($CaCO_3 < 10\%$) и только в двух преобладает кальцит (колонки 19 и 33, см. табл. 13). Возраст терригенных минералов в отложениях плейстоцена здесь равен 150—180 млн. лет. По времени образования эти отложения соответствуют нижней части плейстоцена в скв. 380/380А, где определен такой же *возраст терригенных минералов (~ 180 млн. лет). Значения возраста плиоценовых* отложений меняются от 130 до 220 млн. лет, изменчив также и возраст их минералов. Примечательно, что более молодой возраст имеют терригенные минералы, входящие в состав карбонатных отложений. По-видимому, образование известковых илов было связано с существенным сокращением поставки в водоем осадочного материала с водосбора, в первую очередь с северных его областей. Как и в скв. 380/380А, повышение значений абсолютного возраста терригенных минералов здесь сопровождается возрастанием роли терригенных взвесей, поступавших с северной части водосбора.

Наиболее молодыми терригенными минералами (80 млн. лет) сложены алевролиты и алевритово-пелитовые илы миоцена (пачки 7 и 9). Эти данные, как и в скв. 380/380А, говорят в пользу того, что осадконакопление в миоцене в этой части водоема проходило при господствующем влиянии материала южных областей водосбора. Характерно, что здесь резко понижено содержание кварца, значительно больше полевых шпатов (обр. 48,6,110—120).

Колебание возрастных меток терригенных минералов отложений скв. 379А ука*зывает, что режим питания осадочным материалом этой части водоема на протя*жении всего плейстоцена неоднократно менялся. Полученные значения возраста, так же как и минеральный состав отложений, свидетельствуют, что значительные

количества осадочного материала в эту область поступали не только с берегов Турции, но и со стороны Кавказа. Периодам усиления сноса материала с северных областей водосбора соответствуют повышения возрастных меток терригенных минералов. Однако образование крупнозернистых прослоев и, видимо, большей части турбидитов было связано с седиментацией осадочного материала только южного сноса.

В юго-западной части моря (скв. 380/380А и 381) терригенная седиментация в плейстоцене, а также и в позднем неогене проходила с неодинаковым и изменчивым приносом осадочного материала с окружающих областей водосбора. Значительная поставка осуществлялась не только с юга и юго-запада, но и с севера (Дунай) и, возможно, частично с Русской платформы. Периодам усиления сноса материала с северных областей соответствуют повышения возрастных меток терригенных минералов. Судя по этим данным, существенный принос осадочного материала с севера характерен для некоторых этапов плиоцена и заметно усилился в конце плейстоцена (рисс-вюрм и вюрм). Более детально судить об изменении влияния различных областей сноса на питание осадочным материалом данных участков дна Черного моря в различное время можно по изменению "возвратной метки" терригенной составляющей илов в пределах точности определения.

ИЛОВЫЕ ВОДЫ

Систематические исследования иловых вод с применением метода отжимания проводятся в Черном море с 1949 г. — с первого рейса НИС "Витязь" в Черноморский бассейн. Обширный материал, накопленный за прошедшие годы, подробно освещает закономерности распределения в иловых водах Cl [Бруевич, 1952; Шишкина, 1957; Бруевич, Шишкина, 1959], элементов основного солевого состава вод [Шишкина, 1957, 1959, 1962, 1967; Тагеева, Тихомирова, 1962; Валяшко, Гурский, 1974; Manheim, Chan, 1974], биогенных элементов и растворенного ОВ [Зайцева, 1959; Старикова, 1959].

В последующие годы в комплекс исследований иловых вод включились новые элементы, расширяющие представления о состоянии воды, заключенной в осадках, ее реликтовых чертах, процессах метаморфизма, диффузии и аутигенного минералообразования.

Отдельные работы были посвящены изучению распределения в иловых водах микроэлементов: B, Fe, Mn, Zn, Cu, Li, Sr и др. [Красинцева, Шишкина, 1959; Мокиевская, 1960; Тагеева, Тихомирова, 1962; Тамонтьев, Бруевич, 1964; Морозов, 1968; Manheim, Chan, 1974]. Подробно освещены закономерности поведения в диагенезе элементов группы галогенов: Ci, Br, J и F [Шишкина и др., 1967, 1969], особенности распределения U в процессе осадкообразования [Батурин, 1975] и т.д. Сведения об отдельных элементах в иловых водах приводятся и в многочисленных исследованиях как водной толщи [Бруевич, 1960, Скопинцев, 1975], так главным образом и геохимии осадков черного моря [Страхов, 1959, 1963, 1971; Виноградов и др., 1962; Остроумов, Волков, 1964; Волков, Севастьянов, 1968; Волков, 1973; Rozanov et al., 1974; Pilipchuk, Volkov, 1974; Berner, 1974; и др.]

Наибольший интерес в новых исследованиях иловых вод Черного моря представляют результаты, полученные при бурении на БС "Гломар Челленджер" в 1975 г., позволившие впервые проникнуть в геологическое прошлое моря до плиоцена включительно. Настоящая глава дает некоторое представление об этих новых работах в части изучения иловых вод, процессов формирования их химического состава, палеохимических реконструкций. Изучение иловых вод глубоких слоев осадков, вскрытых бурением, является логическим продолжением изучения вод верхней 10—12-метровой толщи осадков — наиболее активной зоны диагенеза.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ИЛОВЫХ ВОД КОЛОНОК И КЕРНОВ БУРЕНИЯ[1]

Основные элементы

Процессы, протекающие в донных осадках Черного моря, — окислительно-восстановительные, обменного разложения, сорбционные и катионного обмена, а также диффузии, развивающейся в результате исторически возникших градиентов концентраций, приводят к изменению солевого состава захваченной при осадкообразовании придонной воды, к преобразованию ее в новый тип вод. Опубликованные нами результаты исследования иловых вод многих колонок осадков, взятых по всей площади Черного моря (см. рис. 1), позволили проследить общие черты распределения с глубиной главных элементов, составляющих солевой комплекс воды, и представить процессы в верхней, наиболее активной толще осадков, обеспечивающие их распределение [Шишкина, 1972].

Определяющим преобразование иловых вод процессом является микробиологическое восстановление сульфатов органического вещества по реакции: SO_4^{2-} + + 2C + $2H_2O$ ⟶ $2HCO_3$ + H_2S. В результате этой реакции в иловой воде сильный анион SO_4^{2-} заменяется слабым бикарбонатным, что увеличивает щелочной резерв (Alk). В силу гидролиза повышается pH, образуются ионы CO_3^{2-} и осаждается $CaCO_3$. Частично с ним осаждается и $MgCO_3$. Сероводород реагирует с Fe, образуя гидротроилит, преобразующийся в дальнейшем в другие сернистые соединения, пирит и др. [Остроумов, Волков, 1964; Berner, 1974]. Эти процессы приурочены в основном к верхней 1—2-метровой толще современных и древнечерноморских осадков, где господствует восстановительная обстановка, характеризующаяся отрицательным значением окислительно-восстановительного потенциала порядка 200—300 мВ и слабощелочной реакцией среды (pH = 7,5÷8) [Шишкина, 1961].

Ниже глубины 2 м содержание сульфатов в иловой воде падает, и, возможно, они имеют вторичное происхождение, связанное с диффузией или выщелачиванием из глинистого материала. На этих глубинах и ниже на более позднем этапе диагенеза, характеризующемся постепенным изменением физико-химических условий, переходом Eh от отрицательных к положительным значениям, развиваются процессы сорбции и катионного обмена. В маломинерализованные иловые воды новоэвксинских отложений сверху от дна в результате диффузии среди других ионов поступает и Na^+. Na^+ иловой воды, преобладающий по концентрации катион, вытесняет Ca^{2+} из поглощающего комплекса. Этот обменный Ca^{2+} способствует дополнительному осаждению $CaCO_3$ и, следовательно, понижению щелочного резерва, но в большей степени он накапливается в иловой воде. Его противоионом является Cl^-, единственный анион иловой воды, не затрагиваемый процессами диагенеза [Шишкина, 1962; Страхов, 1963]. Такая схема преобразования иловых вод, установленная на основании анализа фактического материала, подтверждается другими независимыми факторами. Так, в осадках микроскопически установлен диагенетический кальцит. Анализ другой части равновесной системы иловая вода — поглощающий комплекс, проведенный Е.Д. Зайцевой, показывает, что по вертикали по мере метаморфизации иловой воды происходит изменение состава поглощающего комплекса. В нем, согласно закону действующих масс, возрастает доля Ca и уменьшается содержание Na [Зайцева, 1962]. Наконец, образование хлоридно-натриево-кальциевых вод подтверждается модельными опытами, воспроизводящими обмен, вызванный диффузией ионов от бо́льших концентраций к меньшим [Шишкина, 1972]. В иловых водах по вертикали происходит активное понижение абсолютных и относительных содержаний K и в меньшей степени Mg. Уменьшение концентрации K противоположно действию температурного эффекта отжимания, положительного для этого элемента, и вызывается извлечением K глинистыми минералами при их преобразованиях. Это подтверждается изменением в процессе диагенеза в осадках Черного моря характера глинистых минералов [Горькова и др., 1959]. Обеднение иловых вод Mg связано с его уча-

[1] Методы исследования описаны ранее [Шишкина, 1972], ссылки на дополнения приводятся по мере изложения материала.

Таблица 14

Сравнение химического состава иловых вод осадков разного возраста с составом воды современного Черного моря, г/кг

Ингредиенты иловых вод	Вода современного Черного моря (морской тип) на глубине ~2000 м [Скопинцев, 1975]	Иловая вода (хлоридно-натриево-кальциевый тип)			
		Глубина ~12 м от дна, новоэвксин, ст. 4745 [Шишкина, 1972]	Глубина 209 м от дна, рисс, скв. 379А [Manheim, Schug, 1978]	Глубина 583 м от дна, плейстоцен, скв. 379А [Manheim, Schug, 1978]	Глубина 936 м от дна, плиоцен, скв. 380А [Manheim, Schug, 1978]
1	2	3	4	5	6
S	22,3	7,3	4,00	36,5	94,8
Cl^-	12,33	4,52	1,75	19,7	52,6
Br^-	0,042	(0,030)*	0,018	0,099	(0,105)**
SO_4^{2-}	1,68	0,082	0,026	0,381	0,325
Alk	0,244	0,122	0,63	0,08	1,2
Na^+	6,8	1,54	0,84	4,77	27,3
K^+	0,246	0,009	–	0,046	0,281
NH_4^+	0,002	0,177	0,040	0,076	0,14
Ca^{2+}	0,290	0,799	0,161	4,47	3,81
Mg^{2+}	0,840	0,240	0,151	1,56	1,41
Cl/Br^-	293	(237)*	97	199	(526)**
SO_4^{2-}/Cl^-	0,136	0,018	0,015	0,019	0,006
Na^+/Cl^-	0,553	0,338	0,480	0,242	0,519
K^+/Cl^-	0,020	0,002	–	0,002	0,005
Ca^{2+}/Cl^-	0023	0,176	0,92	0,0227	0,072
Mg^{2+}/Cl^-	0,068	0,053	0,086	0,079	0,027
Ca^{2+}/Mg^{2+}	0,34	3,25	1,1	2,9	2,7
Na^+/K^+	27,6	132	–	104	97
pH	7,64	7,4	8,4	7,6	–

* Близ расположенного слоя осадков этой же колонки.

** Горизонт 918 м в этой же скважине.

Примечание. 1. Графа 1: S, Cl, SO_4, Alk, Ca, Mg, pH – по Б.А. Скопинцеву [1975, с. 222]; NH_4 – по Е.Д. Зайцевой [1959], остальные элементы определены из условий постоянных отношений к Cl. 2. В графах 3–5 содержание Br и Cl/Br – по О.В. Шишкиной [Shishkina, 1978].

стием в катионном обмене, соосаждении с $CaCO_3$, но главным образом, по-видимому, с извлечением глинистыми минералами. В результате действия температурного эффекта отжимания содержание Mg может понизиться только в пределах 7% [Sayles, Manheim, 1975].

Таким образом, в новоэвксинских осадках Черного моря на глубинах от дна 5–12 м формируются воды, резко отличающиеся от современной придонной воды моря (табл. 14, графы 2 и 3). Они характеризуются пониженной минерализацией и пониженным содержанием Cl^- – чертами, унаследованными от прошлого бассейна и измененными диффузией; в них низкая концентрация сульфатов, K и Mg и, напротив, высокое содержание Ca и аммония – результат активно протекающих процессов диагенеза и влияния диффузии. В этих водах соответст-

венно изменяются по сравнению с современной придонной водой все геохимические коэффициенты, и они по типу являются хлоридно-натриево-кальциевыми. Небольшие различия в вертикальном распределении отдельных ингредиентов в иловых водах разных колонок осадков вызваны разницей в скоростях седиментации, условиях диффузии и другими местными причинами. Преобразование иловых вод в направлении возникновения вод хлоридно-натриево-кальциевого типа в верхней толще осадков установлено для всей акватории Черного моря [Шишкина, 1957, 1959, 1962, 1967; Тагеева, Тихомирова, 1962; Валяшко, Гурский, 1974; Manheim, Chan, 1974]. Единственный случай преобразования в процессе диагенеза иловой воды в карбонатный тип был обнаружен Ю.Н. Гурским в колонке осадков, полученной в специфическом районе моря (устье каньона, пересекающего континентальный склон), где предполагалась возможность разгрузки маломинерализованных подземных вод [Валяшко, Гурский, 1974]. Однако в одной из колонок (ст. 4752) и в скв. 380, 380А и 381 в этом же районе (у Босфора) иловые воды такого типа обнаружены не были.

Результаты исследования иловых вод в скважинах бурения позволяют представить метаморфизм иловых вод в более ранние геологические эпохи в плейстоцене (скв. 379А) и плиоцене (скв. 380А). Некоторые результаты изучения основного солевого состава иловых вод в этих скважинах, по данным американских авторов, приведены в табл. 14 (графы 4–6) [Manheim, Schug, 1978]. Распределение главных ингредиентов и их геохимических коэффициентов показывает, что воды в целом изменяются в направлении преобразования их в хлоридно-натриево-кальциевый тип. Из этого следует, что рассмотренные выше процессы диагенеза, вызывающие преобразование вод в верхней толще осадков, распространяются в основном и на глубины, вскрытые скважинами. Во всех исследованных иловых водах, часть которых в качестве примера приведена в табл. 14, происходит понижение относительно Cl концентраций сульфатов (SO_4/Cl), K (K/Cl) и в скв. 380А – Mg (Mg/Cl) и, напротив, сильное увеличение концентраций Ca (Ca/Cl) и аммония. Наибольшие изменения коснулись иловой воды, представленной в скв. 379А на горизонте 583 м (см. табл. 14, графа 5). В ней содержание Ca в результате обмена на Na достигло 4,5 г/кг (Ca/Cl = 0,227) и стало почти равным концентрации Na 4,77 г/кг (Na/Cl = 0,242), изменились и все остальные ингредиенты, только хлорность и общая минерализация в иловой воде соответствуют таковым в воде Средиземного моря и близки воде океана. Из рассмотрения приведенных данных следует, что процессы катионного обмена при высокой минерализации воды (см. табл. 14, графа 5) протекают значительно слабее, чем при низкой (графы 5 и особенно 4), на что указывают изменения соответствующих величин Na/Cl- и Ca/Cl-коэффициентов.

Малые элементы

P, N(NH_4), Si. Распределение P, изученное в придонных и иловых водах Черного моря Е.Д. Зайцевой [1959], существенно отличается от распределения его в этих средах в других бассейнах. Среднее содержание P в придонных водах, как это следует из табл. 15, выше, чем в иловых. В анаэробном Черном море органическое вещество, как известно, поступает на дно в большей, чем в аэробных бассейнах, сохранности. Освобождающийся при его минерализации на дне P накапливается в придонных водах, так как поступление его вверх затрудняется слабой в этом бассейне вертикальной циркуляцией. Переходящий же в иловые воды P при дальнейшей минерализации ОВ в осадках расходуется в процессе сорбции его глинистым веществом, а в хлоридно-натриево-кальциевых водах с высокой концентрацией Ca осаждается в виде фосфата Ca.

N(NH_4) закономерно накапливается в иловых водах по вертикали по мере разрушения азотсодержащего ОВ в осадках. Концентрация его в иловых водах в среднем на порядок выше, чем в придонных, и на три порядка выше, чем в поверхностных водах моря (0,01 мг/л) (см. табл. 15). В иловых водах содержится примерно половина всего поступившего в результате минерализации ОВ аммония,

Таблица 15

Среднее содержание малых элементов в иловых водах осадков разного возраста глубоководной части Черного моря, мг/л

Тип вод	Объект исследования	$P(PO_4)$	$N(NH_4)$	Si	B	F	J
		1	2	3	4	5	6
Морской	Придонная вода	0,19	1,6*	8,9	2,9	0,9	0,03
	Иловая вода осадков						
Хлоридно-щелочной	современных	0,05	16,2	10,5	3,7	1,6	0,61
То же	древнечерноморских	0,07	27,8	18,0	3,4	1,7	1,91
Хлоридно-натриево-кальциевый	новоэвксинских	0,03	22,1	8,7	1,1	0,6→0	3,10

* По Е.Д. *Зайцевой* [1959].

Примечание. Средние данные по типам осадков и вод вычислены по исходным данным: Е.Д. Зайцевой [1959] – графы 1 и 3; О.В. Шишкиной [1959, 1962, 1967] – графа 2; В.В. Красинцевой, О.В. Шишкиной [1959] – графа 4; О.В. Шишкиной, Г.А. Павловой, В.С. Быковой [1967, 1969] – графы 5 и 6.

остальной аммоний находится в качестве обменного в поглощающем комплексе осадка [Зайцева, 1959].

Концентрация Si в иловых водах определяется растворимостью находящегося в осадках кремнистого материала, биогенного (диатомовых и др.) и минерального, преобразующегося в процессе диагенеза. Концентрация Si в иловых водах Черного моря в среднем 9–18 мг/кг. В содержании его в иловых и придонных водах, как видно из табл. 15, разница небольшая. Наблюдается более высокая его концентрация в иловых водах древнечерноморских осадков, обогащенных ОВ. *Содержание Si, как и B, в иловых водах может быть несколько завышено* в связи с влиянием температурного эффекта отжимания [Sayles, Manheim, 1975].

B, F, J. Содержание B в иловых водах верхних 3 м осадков современных и древнечерноморских, как было показано нами, колебалось от 2,3 до 4,5 мг/кг (B/Cl $(2{,}0–3{,}8) \times 10^{-4}$) [Красинцева, Шишкина, 1959]. Близкие концентрации B в иловых водах Черного моря были получены американскими авторами – от 1,7 до 3,9 мг/кг. [Manheim, Chan, 1974].

Наблюдается четко выраженная разница в содержании B в иловых водах хлоридно-щелочного типа (среднее 3,4 – 3,7 мг/кг) и в хлоридно-натриево-кальциевых, приуроченных к новоэвксинским осадкам, где концентрация B падает и среднее составляет 1,1 мг/кг (см. табл. 15). Понижение содержания B происходит в результате молекулярной сорбции боратов Ca под действием высокой концентрации Ca в этих водах, еще более понижающей их растворимость. При выщелачивании *илов, в которых сосредоточена главная масса B (до 0,01% на сухой ил), значительная* часть его переходит в раствор и B/Cl-коэффициент в растворе возрастает в 10–100 раз, чему способствует повышение температуры. В поведении B в иловых водах имеется аналогия с подземными водами.

F в иловых водах верхней толщи осадков Черного моря содержится в относительно большем, чем в нормальной морской воде, количестве, где $F/Cl = 7 \cdot 10^{-5}$. Так, F в иловых водах мелководных осадков содержится до 1,7 мг/кг ($F/Cl \approx 15 \cdot 10^{-5}$), глубоководных – до 1,8 мг/кг ($F/Cl\ 12 \cdot 10^{-5}$). В хлоридно-натриево-кальциевых иловых водах новоэвксинских отложений содержание F резко уменьшается вплоть до его полного исчезновения. *Средние данные по типам* осадков и вод приведены в табл. 15. В распределении F в иловых водах по вертикали наблюдается четкая прямая корреляция с распределением K и обратная с распределением Ca (рис. 35). F, как и K, из иловых вод извлекается в процессе преоб-

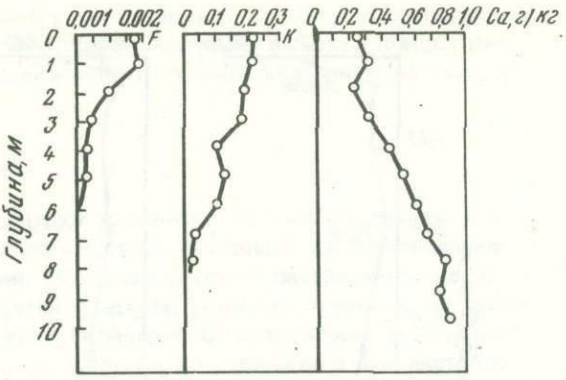


Рис. 35. **Изменение с глубиной средних содержаний F, K и Ca в иловых водах**

разования со временем глинистых минералов, а в иловых водах хлоридно-натриево-кальциевого типа на глубинах ниже 3–4 м от дна он осаждается в виде CaF_2 [Шишкина и др., 1967, 1969].

Br по своим химическим свойствам, обусловленным близостью радиусов ионов, сходен с Cl, в связи с чем они совместно распределяются и мигрируют в земной коре. Воды открытых морей и океана отличаются устойчивостью Cl/Br, которое считается нормальным и составляет 293 ± 3 [Виноградов, 1948, 1967]. Крупным по масштабам процессом, разделяющим эти элементы, является испарение морской воды до стадии осаждения галита. Br благодаря большей растворимости его солей остается в маточном растворе. В результате последующего выщелачивания пластов галита образуются воды с Cl/Br > 300, а обогащенные Br остаточные рассолы, смешиваясь с водами, понижают в них Cl/Br до величин < 300. В меньшем масштабе разделение Cl и Br обязано связи Br с органическим веществом. В процессе минерализации его Br вместе с другими продуктами разложения ОВ переходит в воды и Cl/Br в них понижается. Именно с этим процессом связано повышение по вертикали концентрации Br в иловых водах Черного моря. Накопление Br в иловых водах с глубиной понижало Cl/Br, в частности в колонке 4745 – до 237 (см. табл. 14, графа 3). Оно сопровождалось обогащением вод и другими продуктами минерализации ОВ: аммонием, углекислотой, а также J.

Изучение Cl, Br и J[1] в иловых водах из осадков скважин БС "Гломар Челленджер" позволило впервые проследить поведение этих элементов в процессе диагенеза и оценить их возможности как индикаторов природных процессов.

В иловых водах по вертикали в скв. 379А (рис. 36) до глубины 268,4 м абсолютное содержание Br понижается, а относительно Cl сильно возрастает и Cl/Br-отношение колеблется между 100–200. Ниже этой глубины концентрация Br повышается и по абсолютной величине до максимального значения, равного 100 мг/кг на глубине 583 м (см. табл. 14). Таким образом, иловая вода на этой глубине по содержанию Cl и общей минерализации близка к воде современного Средиземного моря, концентрация же в ней Br в 1,5 раза выше, чем в средиземноморской, и в 2,5 раза выше, чем в черноморской.

В иловых водах скв. 380 и 380А (рис. 37), напротив, происходит более сильное обогащение вод Cl, чем Br, и повышение по вертикали Cl/Br до 526 (см. табл. 14, графа 6) под влиянием вод, выщелачивающих соляные пласты в глубоких слоях осадков, не достигнутых скважиной.

J накапливается в иловых водах Черного моря начиная с верхних слоев осадков, где его концентрация 0,2–0,6 мг/кг. По вертикали количество J закономерно повышается и достигает максимальных для верхней толщи осадков величин – 7,9 мг/кг в колонке 4752 [Шишкина и др., 1969]. Средние содержания J для различных типов осадков и вод приведены в табл. 15.

В иловых водах скважин бурения, как следует из рис. 36 и 37, концентрация J по вертикали закономерно увеличивается максимально до 41,6 мг/кг в скв. 379А. Такие высокие концентрации J встречаются в пластовых нефтяных водах, являющихся источником его промышленной добычи [Кудельский, 1976]. Обогащение иловых вод в осадках скважин происходит в результате минерализации ОВ, а так-

[1] Пробы иловых вод, полученные в 42Б рейсе БС "Гломар Челленджер", были исследованы Г.А. Павловой и В.С. Быковой под руководством О.В. Шишкиной. Были определены Br и J во всех образцах и выборочно Cl [Shishkina, 1978].

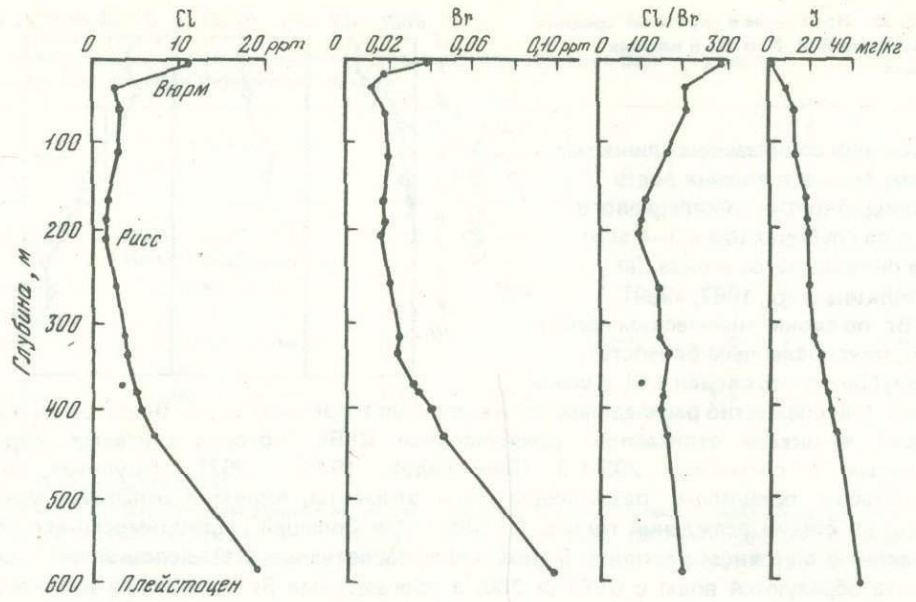


Рис. 36. **Распределение Cl, Br, Cl/Br и J в иловых водах скв. 379А, Б**

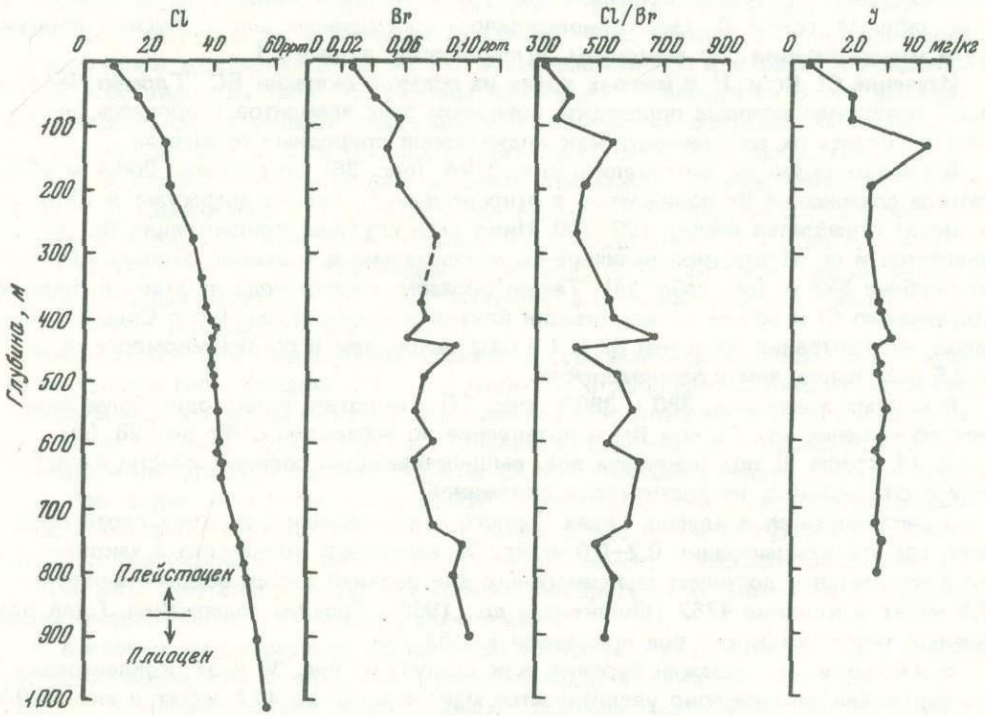


Рис. 37. **Распределение Cl, Br, Cl/Br и J в иловых водах скв. 380, 380А**

же по мере отжимания J из осадков при их уплотнении в условиях, повышающихся с глубиной температур (40–50° С). Накопление J до таких высоких концентраций в иловых водах глубоких слоев осадка может служить указанием на процессы нефтеобразования.

НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ПАЛЕОХИМИИ МОРЯ

Рассмотренные выше изменения в процессе диагенеза содержаний основных и малых элементов в иловых водах не затрагивают Cl, являющегося относительно пассивным ингредиентом. Его соединения обладают высокой растворимостью, в условиях морской среды он не сорбируется осадком, устойчив к изменению физико-химической обстановки. Благодаря этим свойствам Cl практически полностью содержится в пропитывающей осадки иловой воде и не участвует в диагенетических преобразованиях. Эти обстоятельства позволяют считать, что низкая по сравнению с современной хлорность иловых вод, обнаруженная на глубинах в несколько метров от дна, указывает на сильное опреснение Черного моря в новоэвксинскую эпоху [Бруевич, 1952; Шишкина, 1957], что подтверждается распространением в соответствующих осадках более пресноводной фауны [Невесская, 1965]. Последующие исследования иловых вод и экспериментальные работы показали, что закономерное распределение Cl в иловых водах вскрытой колонками толщи осадков обязано диффузии, происходящей в результате возникших исторически градиентов концентраций [Шишкина, 1966, 1974]. На роль диффузии указывает прежде всего зависимость разности в хлорности иловых вод верхнего слоя осадков (20 см) и иловых вод на границе новоэвксинских осадков от мощности слоя осадков до этой границы (рис. 38,*а*). Для получения количественных представлений о роли диффузии в вертикальном распределении Cl были экспериментально определены коэффициенты диффузии [Шишкина, 1966]. Сравнение вертикального распределения Cl, рассчитанного с использованием полученных коэффициентов диффузии (линии) и найденных аналитически концентраций Cl в иловых водах колонок 8 и 12 [Шишкина, 1972] (кружки), показывает близость результатов (см. рис. 38,*б*) и, следовательно, позволяет считать, что вертикальное распределение Cl в иловых водах определяется в основном процессом диффузии. Отклонения могут быть вызваны изменением в разных участках моря скоростей седиментации и влиянием перемещения иловых вод вверх в процессе уплотнения осадков, не учитываемых при расчете [Шишкина, 1972]. Однако позднее Мангеймом с учетом данных о скоростях осадкообразования в Черном море [Ross, Degens, 1974] было показано, что скорости в пределах 20–40 см/тыс. лет не оказывают существенного влияния на вертикальное распределение Cl [Manheim, Chan, 1974].

Зная коэффициенты диффузии и градиенты концентрации Cl в иловых водах Черного моря, по формуле $G_{Cl} = \rho D \partial C/\partial z$, где ρ – плотность, D – коэффициент диффузии, $\partial C/\partial z = \Delta C/\Delta z$ – градиент концентрации Cl, определили величину потока Cl, направленного из придонных вод в толщу осадков. Она равна 4,7–6,6 г Cl через 1 м^2 в год [Шишкина, 1966, 1972].

Возможности метода реконструкции истории бассейна сильно расширились при анализе материалов бурения. Так, закономерное повышение хлорности иловых вод по вертикали было обнаружено при бурении в Мексиканском заливе и Средиземном море (рис. 39). Оно было связано с размыванием захороненных в осадках соляных пластов и диффузионным распространением Cl вверх [Manheim, Bischoff, 1969; Sayles et al., 1973]. Во всех этих случаях распределение Cl свидетельствовало о протекавших в условиях более жаркого климата стадиях глубокого испарения и осаждения солей до галита включительно. В упомянутых случаях буровые скважины достигали самих соляных пластов.

Бурением в Черном море были получены пробы иловых вод с глубин > 1000 м от дна. В скв. 379А и 379Б распределение хлорности в иловых водах по вертикали выглядит следующим образом (см. рис. 36). На глубине 4 м от дна иловая вода имеет хлорность 11,4‰, которая вниз по разрезу до 32 м (в осадках вюрмского возраста [Жузе, Мухина, 1977] закономерно понижается до 2,65‰. В этой

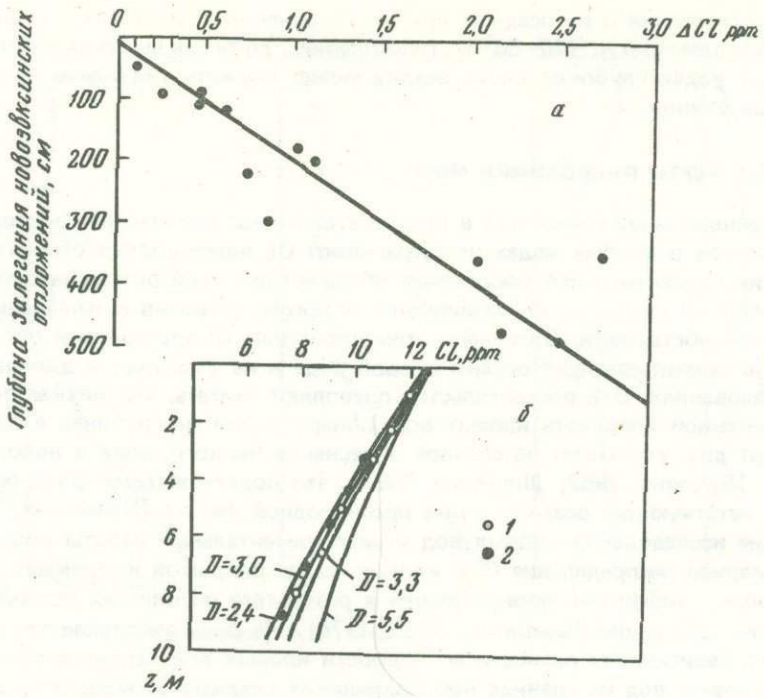


Рис. 38. **Зависимость ΔCl иловой воды от мощности слоя осадков между горизонтом 20 см и границей новозвксинских отложений (*а*) и распределение Cl в иловых водах по глубине [Шишкина, 1972] (*б*)**

Распределение: *1, 2* — наблюденное в колонках (*1*— 8, *2*—12), линии — рассчитанное

толще осадков распределение Cl и других элементов в иловых водах [Manheim, Schug, 1978] аналогично тому, что описано для верхней 12-метровой толщи осадков, и определяется процессом диффузии (от придонных вод в осадки), а для всех элементов, кроме Cl, и диагенетическими преобразованиями [Шишкина, 1972]. Далее вниз хлорность иловых вод низкая (2—3,5‰) вплоть до горизонта 268,4 м с минимумом —1,75% на глубине 204,9 м в осадках рисского возраста [Жузе, Мухина, 1977]. Таким образом, в толще отложений от 32 до 268,4 м захоронен *опресненный бассейн с низкой хлорностью, по-видимому, мало измененной диффузией.* Диффузия Cl, направленная сверху от придонных вод, на этих глубинах *затухает, а от влияния диффузии снизу этот бассейн огражден прослоем сильно* сцементированного осадка, расположенного на глубине 268,4 м [Manheim, Schug, 1978]. Книзу от этого прослоя хлорность иловых вод постепенно возрастает, оставаясь до глубины 430 м ниже хлорности воды современного моря, а на горизонте 583 м повышаясь до 197% (см. рис. 36). Иловые воды рассматриваемой толщи осадков плейстоценового возраста (268,4—583 м) [Initial Reports..., 1978, p. 631] находятся под влиянием диффузии от источника с высокой концентрацией Cl, расположенного в более глубоких слоях осадка, не достигнутых бурением.

В скв. 380 и 380А в районе Босфора (см. рис. 1) об опресненном периоде в истории Черного моря свидетельствует только иловая вода на горизонте 7,9 м, где хлорность 9,26‰ ниже хлорности воды современного Черного моря. Ниже по вертикали хлорность иловых вод выше хлорности Черногого моря и закономерно растет с глубиной до значений 57,8‰ на отметке 1014 м от дна (см. рис. 37). Такая хлорность и соответствующая ей соленость ~ 98‰ почти в 3 раза выше солености океанской воды и в 4,5 раза — современной черноморской. Наблюдаемое в иловых водах этой скважины распределение Cl определяется диффузионным поступлением Cl от источника с высокой его концентрацией. В этой скважине наи*больший интерес представляет тот факт, что распределение хлорности по вертика-*

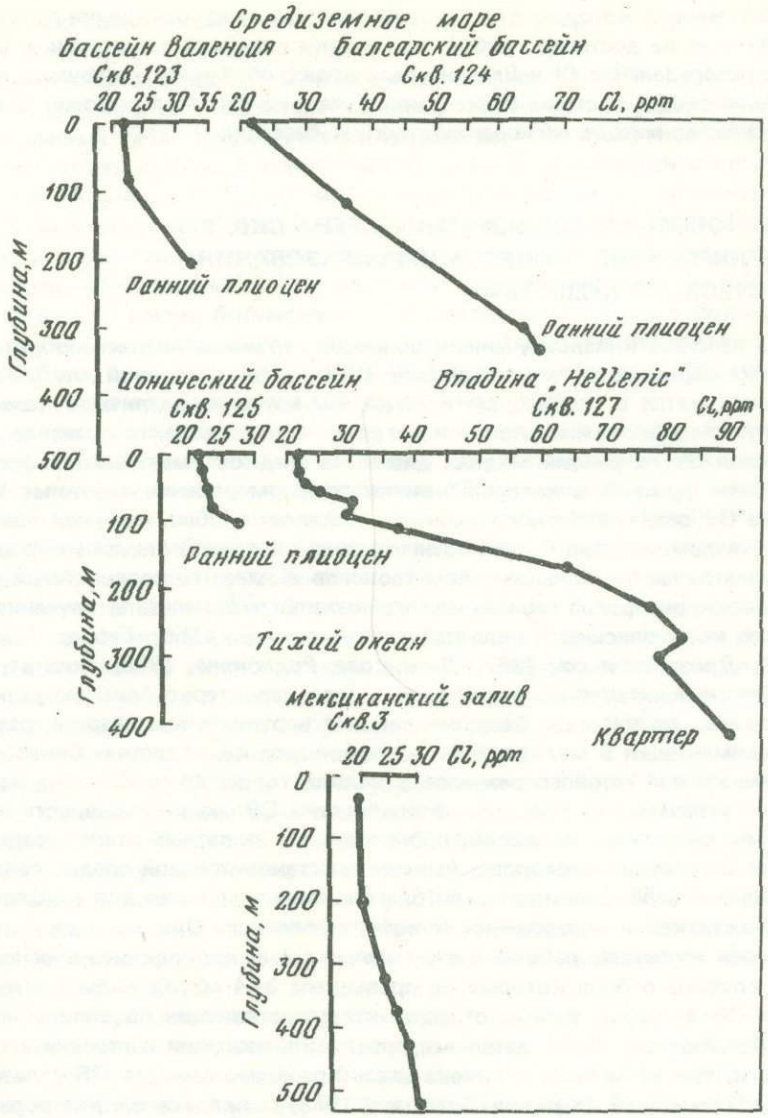


Рис. 39. **Распределение Cl в иловых водах бассейнов Средиземного моря [Sayles et al., 1973] и Мексиканского залива [Manheim, Bischoff, 1969]**

ли позволяет обнаружить высокосоленые воды, заключенные в осадках, относящихся к плейстоцену, а ниже 850 м от дна — к плиоцену.

Изучение Cl/Br в иловых водах скважины позволяет получить дополнительную информацию об источнике и механизме поступления Cl и Br. По вертикали наблюдается более сильное обогащение иловых вод Cl, чем Br, и в результате повышение Cl/Br до величин, значительно больших 300, в большинстве случаев приближающихся к 500, а на отдельных горизонтах — к 600 (см. рис. 37). Эти данные убедительно показывают, что иловые воды находятся под влиянием вод, выщелачивающих соляные отложения. Приведенные в отчете по бурению сведения о нахождении в осадках доломита и других карбонатных минералов свидетельствуют о существовании в прошлом бассейна начальной стадии испарения. Воды же, выщелачивающие отложения галита, должны находиться глубже, на горизонтах, скважиной не достигнутых, и поступление Cl и Br в иловые воды скважины обеспечивается диффузией. Таким образом, распределение Cl и Cl/Br в иловых водах однозначно указывает на существование в плиоцене или ранее в месте расположения скважины испари-

тельного бассейна, в котором стадия испарения достигла осаждения галита. Поскольку бурение не достигло глубин, где осадки содержат галит, как в Средиземном море, распределение Cl и Br в иловых водах, обязанное диффузии, является единственным свидетельством более ранней истории бассейна и может быть использовано в качестве метода палеореконструкции бассейна.

БИТУМИНОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ КЕРНА СКВ. 379 И МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССА ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА

Один из неясных и малоизученных вопросов геохимии нефтегазообразования — это проблема образования углеводородов (УВ) из ОВ. Основной путь ее исследования заключается в тщательном и детальном изучении различных компонентов ОВ на последовательных этапах литогенеза. В этом аспекте познание процессов изменения ОВ на ранних стадиях диагенеза осадков имеет важное значение для понимания условий, в которых начинается формирование нефтяных УВ.

Изучение ОВ осадков Черного моря представляет особый интерес, поскольку эти осадки, напоминающие битуминозные сланцы в ранней стадии их формирования, рассматриваются большинством геологов в качестве современных аналогов нефтепроизводящих фаций геологического прошлого. Результаты изучения ОВ осадков Черного моря описаны в ряде работ [Вебер и др., 1956; Гербер, Бордовский, 1969; Дроздова и др., 1967; Дюжикова, Родионова, 1976; Ross et al., 1970]. Как отмечается в литературе, для Черного моря характерно большое разнообразие осадков как по площади бассейна, так и в вертикальном разрезе, различные условия седиментации в мелководной и глубоководной областях. Своеобразие гидрохимического и газового режимов в водной толще этого бассейна накладывает особый отпечаток на процессы фоссилизации ОВ: на интенсивность и направленность биохимических процессов, происходящих на разных этапах формирования осадка. Отсутствие кислорода, наличие восстановительной среды, связанной с сероводородным заражением, создало благоприятные условия для консервации органических остатков и образования концентрированного Ов.

Однако все известные работы в этом направлении проводились в основном с осадками, глубина отбора которых не превышала 3–4 м под дном моря. Эти исследования ОВ на самых ранних стадиях его существования позволили некоторым авторам [Меламедова, 1975] детальнее проследить различия в степени его преобразованности, при этом была отмечена связь преобразованности ОВ с литологией вмещающих отложений [Куприн, Потапова, 1973], выявлена важная роль климатического фактора и газового режима придонного слоя, влияющего на развитие организмов в водоемах и на скорость распада ОВ в толще воды и в осадках [Горшкова, 1973].

В отличие от вышеупомянутых исследований нами впервые проведено битуминологическое исследование ОВ осадков Черного моря, полученных при глубоком бурении (до глубины 624 м) в скв. 379. Некоторые результаты исследования опубликованы [Геодекян и др., 1977].

Битуминологическая характеристика ОВ изученных образцов представлена в табл. 16. Распределение ОВ довольно равномерное со сравнительно невысокими значениями $C_{орг}$ (от 0,30 до 0,80%). Такие же низкие значения $C_{орг}$ были отмечены в новоэвксинских отложениях в глубоководных областях, где отсутствует речной сток [Куприн и др., 1974]. Из всей серии образцов выделяется обр. 29, сравнительно обогащенный ОВ ($C_{орг}$ = 2,15%).

Из ОВ были извлечены битумоидные компоненты последовательной экстракцией хлороформом (хлороформенный битумоид — $A_{хл}$) и спиртобензолом (спиртобензольный битумоид — $A_{спб}$). По внешней характеристике экстракты битумоида А различны. Хлороформенный экстракт светло-коричневого цвета с зеленым оттенком, связанным с присутствием хлорофилла, он твердый, воскообразный; спиртобензольный — от темно-коричневого до черного цвета, смолистый, твердый. Оба

экстракта обогащены элементарной S, а спиртобензольный содержит большое количество минеральных солей.

Содержание битумоида А в ОВ находится в пределах 1,67 — 6,17% с максимумом 7,94% для обр. 29, характеризующегося повышенным содержанием ОВ. Как видно из данных табл. 16, содержание битумоида А не обнаруживает зависимости от глубины отбора пробы. В основном битумоид А представлен спиртобензольным экстрактом ($А_{хл}/А_{спб} < 1$), что может указывать на слабую преобразованность ОВ в исследуемых осадках. Повышенные количества $А_{хл}$, отмеченные в некоторых образцах, и сравнительно высокие значения битумоидного коэффициента $\beta_{хл}$, по-видимому, обусловлены преимущественно сапропелевым типом ОВ.

Компонентный состав битумоидов определялся методом адсорбционной хроматографии на промытом кислотой силикагеле. Длина стеклянной колонки 15 см, диаметр 0,5 см, навеска битумоида 15—20 мг. Использованная методика подробно описана [Беляева, Биккенина, 1974; Жестков, 1959].

Углеводородные фракции снимались с силикагеля н-гексаном. Время отбора — 30 мин. Далее н-гексан сменялся на бензол для вымывания бензольных смол. Поскольку некоторые сложные ароматические УВ не вымываются с силикагеля н-гексаном, они попадают во фракцию бензольных смол. Вымывание бензолом проводилось до исчезновения окраски растворителя. Остающиеся на силикагеле кислые смолы десорбировались спиртобензолом (1 : 1).

Отбор хроматографических фракций осуществлялся в приемники, в которых уже в процессе хроматографирования в токе азота полностью удаляется растворитель. Это дает возможность вести контроль за выделяющимися фракциями. Выделялись более восстановленные компоненты (УВ и бензольные смолы) и наиболее кислые (спиртобензольные смолы, асфальтены и фракция, нерастворимая в хлороформе). Результаты анализа представлены в табл. 17.

Из таблицы видно, что $А_{хл}$ преимущественно состоит из смолистых веществ (70—96%) со значительным преобладанием кислых спиртобензольных смол над бензольными (б): смолы/спб. смолы = 0,07 ÷ 0,67. Все образцы хлороформенного экстракта битумоида А характеризуются отсутствием типичных асфальтенов, что отмечалось и ранее [Дюжикова и др., 1975; Чернова, 1975]. Основная масса смолисто-асфальтеновых компонентов (до 99%) находится в спиртобензольном битумоиде. Такое распределение компонентов еще раз подтверждает преимущественно сапропелевый тип ОВ.

Обычно по мере развития диагенетических процессов в осадках с увеличением глубины погружения в относительно однородной толще отложений происходит изменение в групповом составе всех битумоидов: увеличивается количество УВ и асфальтеновой фракции и уменьшается количество смол. Таких закономерных изменений в исследованном нами разрезе обнаружено не было. Однако для первых трех образцов (1, 5, 7), полученных с глубин до 130 м, отмеченная закономерность имеет место. Это связано, вероятно, с тем, что верхние слои осадочной толщи характеризуются активной ферментативно-микробиальной деятельностью, интенсивность которой резко снижается в более глубоких горизонтах. Это положение подтверждает мнение некоторых исследователей [Гусева, Лейфман, 1976] относительно того, что основными процессами в образовании наиболее устойчивых продуктов гидролиза и окисления на ранних этапах литогенеза являются биохимические и в меньшей степени — чисто химические.

Содержание УВ в изученных образцах битумоида колеблется в довольно широких пределах (от 3,7 до 29,82%) и не обнаруживает какой-либо зависимости от количества ОВ. Наиболее обогащены углеводородной фракцией поверхностные осадки (0,9% в ОВ, см. табл. 16). Высокое содержание УВ в некоторых слоях донных отложений обусловлено повышенным поступлением веществ липидно-липоидной природы, представляющих собой основные продукты, фоссилизирующиеся из сапропелевого ОВ. Обладая слабой биохимической устойчивостью, они разрушаются, пополняя ОВ значительными количествами УВ.

Резкое снижение количества УВ (до 0,05%) в составе ОВ в следующем по разрезу обр. 5 (глубина 73,5—83,0 м) связано с переходом аэробных условий преоб-

Таблица 16

Битуминологическая характеристика органического вещества осадков Черного моря

№ обр.	Глубина, м	$C_{орг}$, %	ОВ, % К = 1,76	Содержание в ОВ, %	
				$A_{хл}$	$A_{спб}$
1	0–7	0,48	0,84	1,79	1,79
5	73,5–83	0,50	0,88	2,27	0,01
7	121–130,5	0,34	0,60	3,17	3,00
8	130,5–140,5	0,47	0,83	–	3,25
9	149,5–159	0,59	1,04	–	6,70
20	187,5–197	0,52	0,92	3,59	3,37
25	225,5–235	0,66	1,16	1,90	0,43
27	244,5–254	0,62	1,09	3,26	1,01
29	263,5–273	2,15	3,79	5,29	2,65
31	282,5–292	0,46	0,81	–	–
34cc	311–320	0,45	0,79	2,15	3,42
34 (3)	311–320	–	0,88	1,25	0,91
35	320,5–330	0,42	0,74	0,68	2,30
36	330–339,5	0,37	0,65	2,31	1,85
37	339,5–349	0,57	1,00	1,20	0,47
43	387–396	0,23	0,40	0,50	2,50
47	425–434,5	0,44	0,77	1,56	1,95
51	463–472,5	0,27	0,48	2,08	2,90
54	491,5–501	0,35	0,62	1,13	2,58
57	520–529	0,45	0,79	2,15	3,42
59	539–548,5	0,44	0,77	2,21	0,78
65	586,5–596	0,52	0,92	1,41	2,93
68	615,0–524,5	0,81	1,43	2,80	1,82

* $\beta_{хл} = \dfrac{A_{хл\ (осадок)} \cdot 100}{C_{орг}}$.

разования ОВ к анаэробно-окислительным процессам, обеспечивающимся за счет связанного кислорода минеральных компонентов осадка. С погружением осадка в еще более глубокие слои микробиальная активность резко падает и все изменения структуры ОВ определяются химическими реакциями, протекающими при обычных температурах очень медленно. ОВ поверхностных осадков отличается от остальных образцов не только по количественному содержанию УВ, но значительно в большей степени по качественному его составу.

Состав УВ метано-нафтеновой фракции изучался с помощью газожидкостной хроматографии по известной методике [Методы..., 1969]. Хроматография проводилась на хроматографе фирмы "Pay" в режиме программирования температуры 4°/мин от 125 до 300°С на капиллярной колонке длиной 25 м, заполненной апиезоном *L*. По результатам газожидкостной хроматографии углеводородный состав ОВ в исследованных образцах в общих чертах сходен. Среди парафиновых УВ зафиксированы твердые высокомолекулярные УВ с числом углеродных атомов в молекуле от C_{17} до C_{35} с четко выраженными максимумами в областях C_{27}, C_{29} и C_{31}, особенно в нижних слоях вскрытой толщи, и со значительным преобладанием УВ нормального строения (более 95%) над изопарафинами. В ряду н-алканов характерно преобладание н-алканов с нечетным числом (нч) атомов С в молекулах: нч/ч = 1,08 ÷ 2,47 (табл. 18). Во всех образцах обнаружены пристан и фитан, отношение пристана к фитану от 0,3 до 0,93.

По данным масс-спектрометрии, в составе метано-нафтеновой фракции на долю метановых УВ приходится от 12,4 до 59,2% [Initial Reports..., 1978]. Наиболее

$A_{хл} + A_{спб}$	$A_{хл}/A_{спб}$	$\beta^{x}_{хл}$	Содержание УВ, %			
			$A_{хл}$	$A_{спб}$	ОВ	Порода
3,58	1,00	3,13	29,82	21,05	0,91	0,0076
2,28	0,50	2,00	10,00	2,00	0,06	0,0005
6,17	1,05	5,89	16,88	3,57	0,56	0,0034
–	–	–	–	4,76	–	–
–	–	–	–	0,96	–	–
6,96	1,06	6,35	12,82	4,54	0,61	0,0056
2,33	4,40	3,33	12,24	4,88	0,30	0,0035
4,27	2,73	4,84	17,50	4,76	0,68	0,0068
7,94	2,00	9,30	4,27	2,70	0,32	0,0121
–	–	–	–	–	–	–
5,57	0,63	3,78	5,10	8,54	0,40	0,0031
2,16	1,38	2,20	16,13	4,44	0,24	0,0021
2,98	0,29	1,19	16,67	7,35	0,28	0,0021
4,16	1,25	4,05	23,33	2,14	0,58	0,0037
1,67	0,60	2,10	16,67	3,45	0,22	0,0022
3,00	0,20	0,87	–	6,82	–	–
3,51	0,80	2,73	26,19	5,0	0,51	0,0039
4,98	0,71	3,70	18,18	1,45	0,42	0,0020
3,71	0,44	2,00	5,55	1,18	0,09	0,0005
5,57	0,63	3,78	8,22	3,90	0,31	0,0024
2,99	2,83	3,86	3,70	2,20	0,10	0,0006
4,34	0,48	2,50	15,69	2,86	0,22	0,0020
4,62	1,54	4,94	6,94	4,81	0,28	0,0040

высоким содержанием парафиновых УВ характеризуются поверхностные осадки. Среди циклических УВ выявлены 1–6-кольчатые структуры с преобладанием моно-, би- и трициклических. Углеводородный состав обр. 1 характеризуется наименьшим коэффициентом нечетности (1,08), наибольшим количеством пристана и фитана (9,51%) с незначительным преобладанием последнего, распределением максимумов в областях C_{18}, C_{19}, C_{20}, C_{21}, C_{27}. Такой состав УВ в поверхностных слоях осадка, по-видимому, определяется активной деятельностью микроорганизмов, которые наряду с разрушением и полной минерализацией основной массы первичной продукции ОВ частично вновь воссоздают его за счет своей биомассы. Такие малоперспективные для процессов нефтеобразования вещества, как белково-углеводные, они переводят в своих телах в более восстановленные липидные компоненты, включая УВ. Сравнительно низкий коэффициент нечетности может свидетельствовать в пользу воззрений Купера и Брея [Cooper, Bray, 1963], считающих, что в определенных зонах морских и океанических бассейнов планктон содержит жирные кислоты, из которых при декарбоксилировании образуются парафины не только с четным, но и с нечетным числом углеродных атомов. Однако, как отмечают некоторые авторы [Родионова и др., 1975], вывод этот не является универсальным и к оценке коэффициента нечетности как критерия степени преобразованности ОВ следует подходить осторожно.

Вопрос об использовании содержания пристана и фитана в углеводородной части битумоида как показателя, характеризующего тип ОВ, является в настоящее время дискуссионным. Блюмер и Снайдер [Blumer, Snyder, 1965] отметили присут-

Таблица 17

Компонентный состав битумоида А

№ обр.	$А_{хл}$, %				Σ смол	б. смолы/спб. смолы
	УВ	Смолы		Асфальтены		
		бензольные	спирто-бензольные			
1	29,82	15,79	54,39	–	70,18	0,29
5	10,00	20,00	70,00	–	90,00	0,28
7	16,88	11,69	71,43	–	83,12	0,16
8	–	–	–	–	–	–
9	–	–	–	–	–	–
20	12,82	12,82	74,36	–	87,18	0,17
25	12,24	30,61	57,15	–	87,76	0,54
27	17,50	7,50	63,50	12,50	71,00	0,12
29	4,27	29,89	65,84	–	95,73	0,45
31	–	–	–	–	–	–
34 (сс)	5,10	11,84	83,06	–	94,90	0,14
34 (3)	16,13	12,90	70,97	–	83,87	0,18
35	16,67	33,33	50,00	–	83,33	0,67
36	23,33	16,67	60,00	–	76,67	0,28
37	16,67	25,00	58,33	–	83,33	0,43
43	–	–	–	–	–	–
47	26,19	16,67	57,14	–	73,81	0,29
51	18,18	22,73	59,09	–	81,82	0,38
54	5,55	11,11	83,34	–	94,45	0,13
57	8,22	10,96	80,82	–	91,78	0,14
59	3,70	4,94	62,96	28,40	67,90	0,08
65	15,69	23,53	60,78	–	84,31	0,39
68	6,94	6,25	86,81	–	93,06	0,07

ствие пристана и отсутствие фитана в двух образцах осадков, взятых у берегов Северной Америки и Норвегии. Брукс [Brooks et al., 1969], напротив, считает, что преобладание пристана над фитаном свидетельствует о доминирующей роли наземной растительности в захороненном ОВ. По данным К.Ф. Родионовой [Родионова и др., 1975], преобладание фитана в некоторых образцах осадков из Персидского залива связано с восстановительным характером окружающей среды, которая способствовала превращению фитола в фитан. Однако ими не исключается возможность и микробиального воздействия на ОВ осадков. Таким образом, углеводородный состав осадков верхнего слоя в значительной степени определяется особенностями состава биопродукции и фациальными условиями преобразования ОВ.

При исследовании образцов из более глубоких слоев наблюдается некоторое увеличение в составе битумоида А углеводородной фракции и высокомолекулярных соединений (асфальтенов и фракции, нерастворимой в хлороформе). Вероятно, это связано с протекающими реакциями диспропорционирования водорода и окислительной полимеризации, приводящими, с одной стороны, к образованию новых, насыщенных водородом продуктов, а с другой – высокомолекулярных соединений. Наблюдаются изменения и в составе самих УВ, выражающиеся в смещении максимумов содержания н-алканов в сторону наиболее высокомолекулярных (C_{27}, C_{29} и C_{31}) и в увеличении моно-, би- и трициклических соединений в составе нафтеновых УВ [Initial Reports..., 1978].

$А_{спб}$, %					Σ смол.	б. смолы/ спб. смолы	Σ асфальтенов и нерастворимой в хлороформе фракции
УВ	Смолы		Асфальтены	Фракция, нерастворимая в хлороформе			
	бензольные	спиртобензольные					
21,05	19,30	31,58	21,05	7,02	50,88	0,61	27,07
2,00	7,00	45,00	46,00	–	52,00	0,16	46,00
3,57	13,10	21,12	47,62	14,29	34,22	0,62	61,91
4,76	6,35	38,10	50,79	–	44,45	0,17	50,79
0,96	5,74	17,18	48,80	17,22	22,92	0,33	66,02
4,54	10,61	43,94	37,88	3,03	54,55	0,24	40,91
4,88	14,63	53,66	26,83	–	68,29	0,27	26,83
4,76	11,90	64,77	18,57	–	76,67	0,18	18,57
2,70	10,81	28,38	52,03	6,08	39,19	0,38	58,11
–	–	–	–	–	–	–	–
8,54	8,54	26,82	45,12	10,98	35,36	0,32	56,10
4,44	8,88	55,57	31,11	–	64,45	0,16	31,11
7,35	7,35	44,12	41,18	–	51,47	0,17	41,18
2,14	25,12	42,38	30,36	–	67,50	0,59	30,36
3,45	12,07	40,41	44,07	–	52,48	0,30	44,07
6,22	4,55	2,27	86,36	–	6,82	–	86,36
5,00	6,67	30,00	58,33	–	36,67	0,22	58,33
1,45	1,45	57,97	21,74	17,39	59,42	0,03	39,13
1,18	4,71	15,29	31,76	47,06	20,00	0,31	78,82
3,90	4,68	57,04	34,38	–	61,72	0,08	34,38
2,20	5,55	14,47	38,89	38,89	20,02	0,38	77,78
2,86	4,76	22,85	58,10	11,43	27,61	0,21	69,53
4,81	2,88	51,93	40,38	-	54,81	0,06	40,38

При относительно небольших колебаниях в количественном составе битумоида А в структуре и составе отдельных фракций в некоторых образцах обнаруживаются и довольно существенные различия.

Интересные данные получены по исследованию ОВ обр. 47 (глубина отбора пробы 425–434 м). В составе битумоида А зафиксировано высокое содержание УВ, среди которых парафиновые УВ составляют 58,4%. В ряду н-алканов УВ с нечетным числом атомов С в молекуле значительно превышают н-алканы с четным числом атомов С. Коэффициент нечетности здесь наивысший среди всех исследованных образцов (2,47). Пристан и фитан обнаружены в следах. Бензольные и спиртобензольные смолы этого образца содержат сравнительно мало кислородсодержащих фрагментов. Ароматические структуры в них в основном представлены производными бензола и нафталина. Полиядерные ароматические структуры не обнаружены. Видимо, ОВ этого образца в значительной степени обогащено липидными компонентами и преобразование его происходило в восстановительной среде.

Некоторые черты различия в компонентном составе битумоида А, в структуре бензольных и спиртобензольных смол отмечены также для обр. 27 и 59. Несмотря на их большое сходство в компонентном составе $А_{хл}$ и в структуре УВ, они значительно отличаются по компонентному составу $А_{спб}$ и по структуре бензольных и спиртобензольных смол. Компонентный состав $А_{спб}$ обр. 27 представлен смолистыми веществами (Σ смол = 76,67%), а обр. 59 — асфальтенами и фракцией, не-

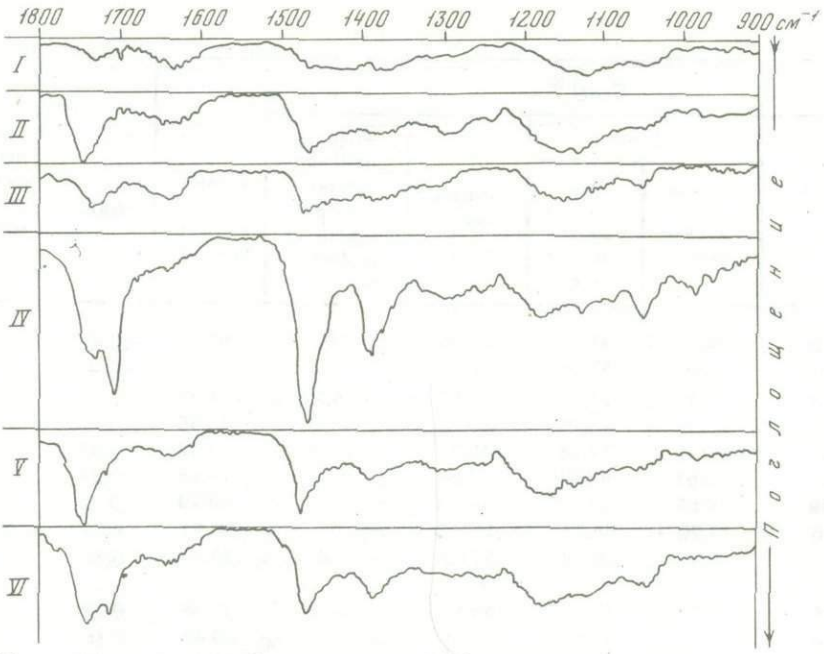


Рис. 40. **ИК-спектры поглощения бензольных смол ХБА некоторых образцов**
I — обр. 59; II — обр. 36; III — обр. 27; IV — обр. 29; V — обр. 25; VI — обр. 7

растворимой в хлороформе ($\Sigma \approx 77{,}78\%$), т.е. более высокомолекулярными компонентами.

Инфракрасные спектры получены на приборе "Hilger" в интервале 1800—900 $см^{-1}$ с призмой из NaCl. Фракции растворялись в CCl_4. Расшифровка ИК-спектров проводилась в соответствии с общепринятыми в органической химии положениями [Беллами, 1963; Наканиси, 1965] и на основе работы Е.А. Глебовской [1971]. УФ-спектры снимались на приборе "Specord" в области 5400—16000 $см^{-1}$ с кварцевой кюветой толщиной 1 см. При расшифровке УФ-спектров использовалась методика работы Штерна и Симмонса [1974].

По данным ИК-спектроскопии, бензольные и спиртобензольные смолы обогащены кислородсодержащими группами в виде кислот, эфиров, кетонов, в основном связанных с алифатическими структурами (полосы поглощения — пп — 1740, 1710 $см^{-1}$). В исследуемых фракциях были обнаружены также нафтеново-ароматические (пп — 1030 $см^{-1}$) и ароматические (пп — 1600 $см^{-1}$) структуры. Содержание их в различных образцах неодинаковое, но сравнительно небольшое относительно насыщенных структурных фрагментов. По данным УФ-спектроскопии, ароматические структуры в этих фракциях представлены преимущественно производными бензола и нафталина и в очень незначительной мере — антрацена и фенантрена. *Более конденсированные ароматические структуры не обнаружены.*

По мере увеличения глубины отбора образцов количество ароматических групп *не намного, но достаточно заметно растет, в то время как доля насыщенных,* нафтеновых циклов, сопряженных с ароматическим ядром, уменьшается. Это можно рассматривать как следствие процессов дегидроциклизации с последующей ароматизацией нафтеновых циклов.

Как показывают ИК-спектры, структурно-групповой состав ХБА по разрезу довольно однороден, за исключением обр. 27, 36, 59, которые отличаются по соотношению отдельных структурных фрагментов (рис. 40). В этих образцах отмечено повышенное содержание карбонильных соединений (кислот, эфиров, кетонов) и уменьшенное содержание нафтеновых колец, сопряженных с ароматическим ядром (*пп—1027 $см^{-1}$*). *Эти образцы отличаются также бо́льшим по сравнению с другими* количеством ароматических структур и метиленовых групп. По данным УФ-

спектроскопии, наибольшее количество ароматических фрагментов в обр. 59 содержится в бензольных смолах $А_{спб}$, а в обр. 27 — в бензольных смолах $А_{хл}$, причем ароматические структуры в первом в основном представлены производными бензола, нафталина и антрацена, а во втором — нафталина и антрацена. Такие изменения в структуре смолистых компонентов, вероятно, связаны со сменой в отдельные периоды существования седиментационного бассейна восстановительных условий преобразования ОВ на более или менее окислительные.

Таким образом, весь комплекс генетических показателей подтверждает сингенетическую природу битуминозного вещества, находящегося на низкой стадии преобразования. Степень диагенетической преобразованности ОВ в условиях крайне быстрой седиментации вплоть до 600-метровой глубины остается весьма низкой. Соотношение выделенных компонентов ОВ, их структура и свойства на стадии диагенеза осадка определяются исходным составом ОВ и условиями его преобразования.

Для выявления основных направлений изменения группового состава и структуры ОВ при его погружении на большие глубины пять из описанных выше образцов были подвергнуты термокаталитическому воздействию в условиях лабораторного эксперимента.

КАТАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ПРЕВРАЩЕНИЯ ОВ (РЕЗУЛЬТАТЫ ЛАБОРАТОРНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ)

Лабораторное моделирование может дать ценные результаты для анализа природных явлений, их механизма и причинных связей. Это один из способов познания рассеянного ОВ, продуктов, которые оно генерирует на разных стадиях своего разложения и самих процессов генерации флюидов.

Опыты по моделированию катагенетических процессов превращения ОВ проводились и ранее [Аронов, Нестеренко, 1960; Вассоевич и др., 1976; Вимба, 1956; Глебовская, 1974; Глебовская и др., 1974, 1976; Касаточкин, Смуткина, 1967; Косолапов, 1936; Макаров и др., 1957; Родионова, Соколов, 1973; Соколов и др., 1976; Хотынцева и др., 1974], но в основном они касались изучения метаморфизма гумусовых или сапропелевых углей, или горючих сланцев, или же рассеянного ОВ, претерпевшего уже термокаталитические воздействия в природе.

Нами впервые проведено моделирование катагенетических процессов с образцами рассеянного ОВ, не подвергавшимися термическмоу воздействию в природных условиях. Воспроизведение естественных геохимических процессов, особенно процессов нефте- и газообразования, в лабораторных условиях встречает определенные трудности. Кинетика этих процессов такова, что осуществить их в полном объеме и без каких-либо экстравоздействий в отведенное для эксперимента время невозможно. Интенсивное воздействие температуры, например, может изменить направленность последовательно протекающих процессов. Поэтому все условия эксперимента должны быть ограничены определенными пределами, от установления которых в значительной степени зависит оценка полученных результатов.

Отбор образцов производили на судне из колонки керна специальным керноприемником. Вырезанный образец помещали в тонкостенную цилиндрическую капсулу из тефлона (фторопласта) и закупоривали крышками.

На установке моделирования (рис. 41) исследования проводили на трех режимах, при этом имитировали погружение образцов в недра на глубины 3; 3,5 и 6,5 км. Значения температуры (T) и давления (P) для этих режимов представлены ниже.

Режим	Глубина, км	T,°С	P, кг/см^2
I	3,5	105	770
II	5	154	1100
III	6,5	216	1430

Эксперименты осуществляли в камере высокого давления (рис. 41, *1*), в которой величины T и P регулируются и стабилизируются внешним нагревателем (*2*) с электронным управлением и гидропрессом (3) с приводом, осуществляющим усилие сжатия.

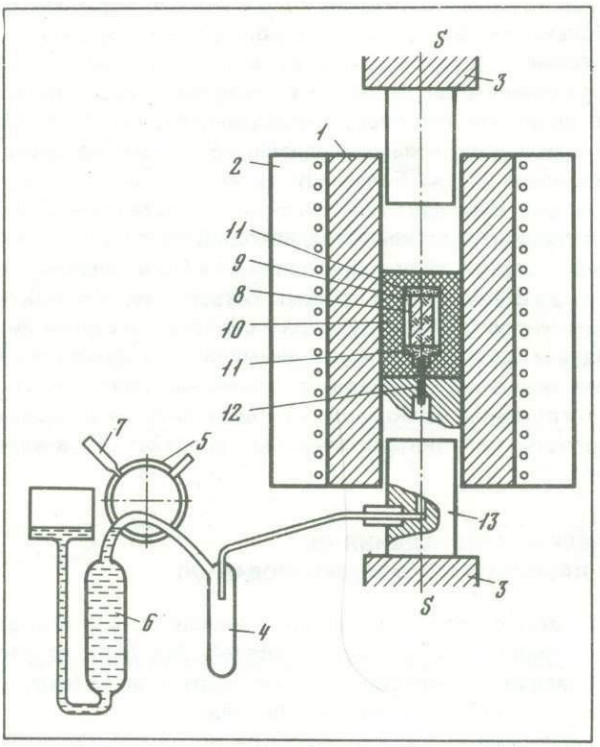


Рис. 41. **Установка для моделирования**
Объяснения в тексте

Система отбора проб жидкости и газа обеспечивает накопление этих компонентов в течение всего эксперимента и их периодический отбор для исследования. Она включает градуированную ловушку для жидкости (*4*), четырехпозиционный вакуумный кран (*5*), газовый накопитель (*6*), заполненный ртутью, сменный наконечник (*7*) для отбора проб газа.

Образец (*8*) в капсуле (*9*) без крышек помещается в камеру (*10*) из пластичного материала и с торцов отделяется от нее слоем кварцевого песка (*11*). В нижнем слое песка устанавливается отводная трубка (*12*), имеющая выход через канал плунжера (*13*) в систему отбора проб.

Методика проведения эксперимента предусматривает относительно быстрый (за 2–2,5 ч) выход камеры с образцом на заданный термобарический режим и выдержку на этом режиме в течение 76 ч. Соединительные патрубки до плунжера и ловушка для жидкости предварительно заполняются гелием. Однако в системе остается 1–1,3 $см^3$ воздуха, не удаляемого из слоя песка и камеры. Выделившаяся в процессе эксперимента жидкость скапливается в ловушке, а газ, вытесняя ртуть, заполняет накопитель. Ведется постоянная регистрация объемов газа и жидкости. Первый отбор проб газа на хроматографический анализ проводится через 3,5–4 ч после начала эксперимента, второй – через 50, третий – через 77 ч. Общая длительность эксперимента составляет 78 ч. По окончании эксперимента камеру из фторопласта разрезают и образец извлекают для битуминологического анализа.

ХРОМАТОГРАФИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ГАЗОВ, ВЫДЕЛЕННЫХ В ПРОЦЕССЕ ЭКСПЕРИМЕНТА

Анализ выделившихся в процессе экспериментов O_2, N_2 и CO_2 осуществляли на двух опытных образцах хроматографа ХЛ-14 с детектором по теплопроводности, анализ углеводородных газов – на хроматографе "Цвет-4" с ионизационно-пламенным детектором. Разделение O_2 и N_2 проводили на аналитической колон-

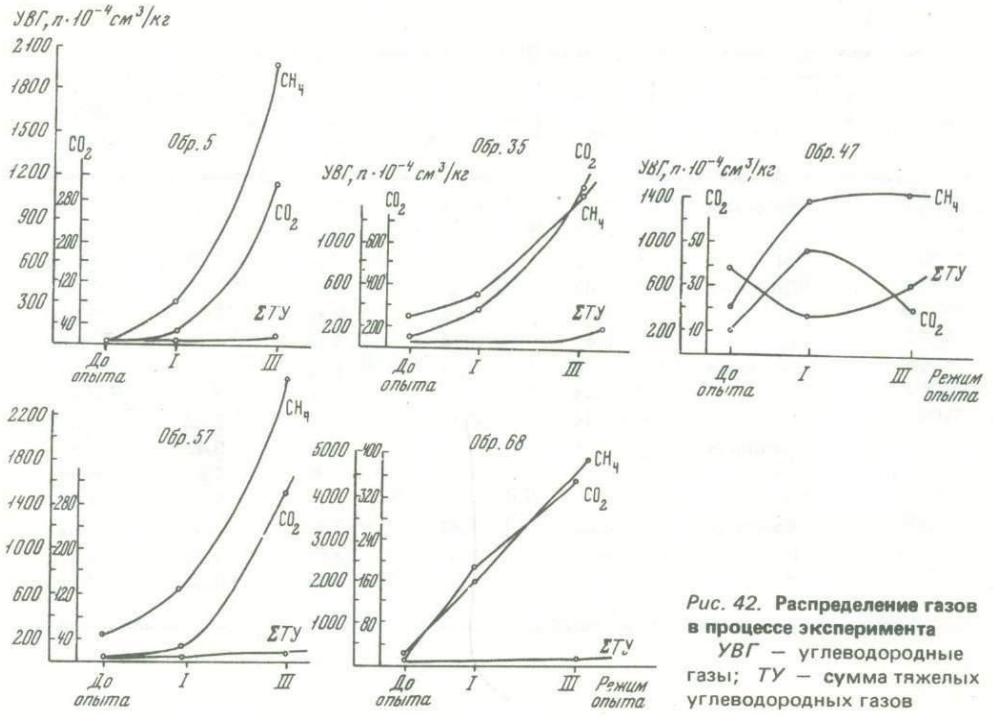


Рис. 42. **Распределение газов в процессе эксперимента**
УВГ — углеводородные газы; *ТУ* — сумма тяжелых углеводородных газов

ке, заполненной молекулярными ситами, разделение CO_2 и углеводородных газов — на колонке с силикагелем. Концентрации индивидуальных газовых компонентов рассчитывались методом абсолютной калибровки.

Полученные результаты опубликованы в Первичном отчете [Geodekjan et al., 1978]. Поскольку в камере моделирования воздух полностью не удалялся, провести количественную оценку O_2 и N_2 было невозможно, хотя они, несомненно, присутствовали в газовой фазе. Газовая фаза исходных образцов (без O_2 и N_2) в основном состоит из CO_2 (~ 99%) и CH_4. Этан, этилен, пропан и пропилен присутствуют только в обр. 35 и 47. Более тяжелые газы (C_4 — C_5) ни в каких образцах не обнаружены. В процессе эксперимента при режимах I, II и особенно III наблюдается резкое увеличение содержания CO_2 и CH_4. Одновременно с этим в составе газов появляются тяжелые УВ, концентрация которых увеличивается в основном за счет увеличения непредельных УВ. Отмеченная закономерность отчетливо видна на рис. 42. Оданко в опытах с обр. 47 содержание пропана в процессе эксперимента уменьшалось относительно исходного почти в 2 раза.

Таким образом, при термокаталитическом превращении ОВ идет процесс интенсивного выделения CO_2 с одновременным новообразованием углеводородных газов. Концентрация выделяемых газов и их соотношения в значительной степени определяются индивидуальными особенностями исходного ОВ.

РЕЗУЛЬТАТЫ БИТУМИНОЛОГИЧЕСКОГО ИССЛЕДОВАНИЯ ОБРАЗЦОВ МОДЕЛИРОВАНИЯ

С полученными после моделирования образцами проводилась та же серия анализов и по той же методике, что и с образцами, не подвергавшимися эксперименту.

В табл. 18 представлены данные битуминологического исследования. Из таблицы видно, что общее содержание битумоида А в опытах при режимах I и II в большей или меньшей степени увеличивается. При более жестком режиме III рост содержания битумоида продолжается, но уже значительно медленнее. Наблюдается увеличение как $A_{хл}$, так и $A_{спб}$. Необходимо отметить, что в процессе эксперимента выявляется тенденция к восстановлению битумоида: значительно увеличи-

Таблица 18

Битуминологическая характеристика ОВ образцов моделирования

№ обр.	Режим	$C_{орг}$	ОВ K = 1,76	Содержание в ОВ, %		$A_{хл} + A_{спб}$
				$A_{хл}$	$A_{спб}$	
5	До опыта	0,50	0,88	0,11	2,27	2,38
	I	0,50	0,88	5,45	6,82	12,27
	III	0,50	0,88	8,64	7,84	16,58
35	До опыта	0,42	0,74	0,68	2,30	2,98
	II	0,42	0,74	9,46	3,24	12,70
	III	0,42	0,74	8,38	4,19	12,57
47	До опыта	0,44	0,77	1,56	1,96	3,51
	II	0,44	0,77	1,56	2,85	4,41
	III	0,44	0,77	1,25	3,38	4,63
57	До опыта	0,45	0,79	2,15	3,42	5,57
	I	–	–	2,26	4,68	6,94
	III	–	–	2,28	2,15	4,43
68	До опыта	0,81	1,43	2,80	1,82	4,62
	II	–	–	2,59	1,40	3,99
	III	–	–	2,80	4,90	7,70

$A_{хл}/A_{спб}$	$\beta_{хл}$	$\beta_{спб}$	Содержание УВ, %			
			ОВ $A_{хл}$	ОВ $A_{спб}$	ОВ	Порода
0,50	2,00	4,00	0,01	0,05	0,06	0,0005
0,80	9,60	12,00	0,40	0,12	0,52	0,0045
1,10	15,20	13,80	0,42	0,08	0,50	0,0044
0,29	1,19	4,05	0,11	0,17	0,28	0,0021
2,92	16,67	5,71	0,79	0,23	1,02	0,0075
2,00	14,76	7,38	0,51	0,28	0,79	0,0021
0,80	2,73	3,41	0,41	0,10	0,51	0,0039
0,55	2,73	5,00	0,17	0,23	0,40	0,0031
1,31	7,73	5,91	0,14	0,14	0,28	0,0022
0,63	3,78	6,00	0,18	0,13	0,31	0,0024
0,49	4,00	8,22	0,36	0,30	0,66	0,0052
1,06	4,00	3,78	0,26	0,21	0,47	0,0037
1,54	4,94	3,21	0,19	0,09	0,28	0,0040
1,85	4,56	2,47	0,37	1,40	0,37	0,0053
0,57	4,94	8,64	0,34	4,90	0,34	0,0049

Таблица 19

Компонентный состав битумоида А образцов моделирования

№ обр.	№ опыта	Режим	$A_{хл}$, %				
			УВ	Смолы		Асфальтены	Σ смол
				бензольные	спирто-бензольные		
5	До опыта		10,00	20,00	70,00	–	90,00
	26	I	7,32	6,10	81,70	4,88	87,80
	27	III	4,85	3,89	71,16	30,10	75,05
35	До опыта		16,67	33,33	50,00	–	83,33
	31	II	8,33	10,18	81,49	–	91,67
	32	III	6,12	20,41	73,47	–	93,88
47	До опыта		26,19	16,67	57,14	–	73,81
	33	II	11,11	29,63	59,26	–	88,89
	34	III	11,29	19,35	69,36	–	88,71
57	До опыта		8,22	10,96	80,82	–	93,78
	35	I	16,13	6,45	77,42	–	83,87
	36	III	11,43	8,57	80,00	–	88,57
68	До опыта		6,94	6,25	86,81	–	93,06
	37	II	14,10	16,67	69,23	–	85,90
	38	III	12,12	16,67	71,21	–	87,88

б. смолы/спб. смолы	$A_{спб}$, %				Σ смол	б. смолы/спб. смолы	Σ смол/асфальтены
	УВ	Смолы		Асфальтены			
		бензольные	спиртобензольные				
0,29	2,00	7,00	45,00	46,00	52,00	0,16	1,13
0,07	1,74	3,48	60,00	34,78	63,48	0,06	1,83
0,05	1,01	7,07	32,32	60,61	39,39	0,22	0,65
0,67	7,35	7,35	44,12	41,18	51,47	0,17	1,25
0,12	6,98	23,46	34,88	34,88	58,14	0,67	1,67
0,28	6,67	26,67	29,62	37,04	56,29	0,90	1,52
0,29	5,00	6,67	30,00	58,33	36,67	0,22	0,63
0,50	8,16	14,29	28,57	48,98	42,86	0,50	0,88
0,28	4,08	12,24	34,70	48,98	46,94	0,35	0,96
0,14	3,90	4,68	57,04	34,38	61,72	0,08	1,80
0,08	6,25	9,38	43,74	40,63	53,12	0,21	1,31
0,11	10,00	10,00	40,00	40,00	50,00	0,25	1,25
0,07	4,81	2,88	51,93	40,38	54,81	0,06	1,36
0,24	6,78	8,47	32,21	52,54	40,68	0,26	0,77
0,23	2,60	4,27	42,70	50,43	46,97	0,10	0,93

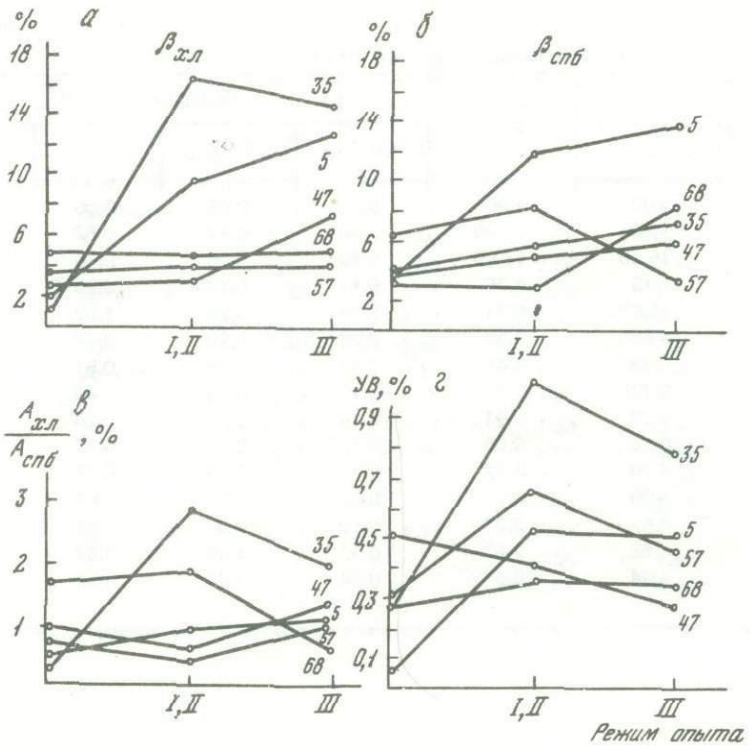


Рис. 43. **Характер распределения отдельных параметров битумоида А в зависимости от условий эксперимента**

Битумоидные коэффициенты: *а* — $\beta_{хл} = \frac{A_{хл} \text{ в породе} \cdot 100}{C_{орг}}$; *б* — $\beta_{спб} = \frac{A_{спб} \text{ в породе} \cdot 100}{C_{орг}}$; *в* — отношение содержаний хлороформенного битумоида к спиртобензольному; *г* — содержание УВ в ОВ; цифры на рисунке — номера образцов

вается $A_{хл}/A_{спб}$, причем в некоторых образцах максимальное увеличение отношения наблюдается при сравнительно мягких термобарических условиях (обр. 35, режим II; обр. 68, режим II), в других образцах (5, 47, 57) — при более жестких условиях эксперимента (режим III). Такие же изменения прослеживаются и в отношении $\beta_{хл}$ (см. рис. 43).

Компонентный состав $A_{хл}$ и $A_{спб}$ в образцах до эксперимента, как уже отмечалось выше, представлен в основном смолистыми фракциями, из которых спиртобензольные значительно преобладают над бензольными. В процессе эксперимента наблюдается изменение в соотношениях отдельных фракций как в $A_{хл}$, так и в $A_{спб}$ (табл. 19). В обоих экстрактах изменяется содержание углеводородной фракции, причем эти изменения в разных образцах носят неодинаковый характер (см. табл. 18). Однако в пересчете на ОВ во всех образцах ясно проявляется тенденция к увеличению содержания УВ (рис. 43). Снижение содержания УВ в составе $A_{хл}$ и $A_{спб}$ некоторых образцов, по-видимому, связано с тем, что присутствующие в исходном веществе твердые УВ от C_{17} до C_{34} под воздействием T и P подвергаются деструкции и переходят в жидкие и газообразные, теряющиеся в процессе экстракции и выпадающие поэтому из баланса компонентного состава. Известно, что с повышением числа углеродных атомов в цепи термическая устойчивость парафинов снижается. Данные углеводородного состава образцов до эксперимента подтверждают присутствие длинноцепочечных метановых УВ.

Резкое увеличение содержания спиртобензольных смол по сравнению с бензольными в $A_{хл}$ всех образцов, кроме обр. 68 (см. табл. 19), по-видимому, может объясняться только присутствием остатков атмосферного кислорода в камере моделирования.

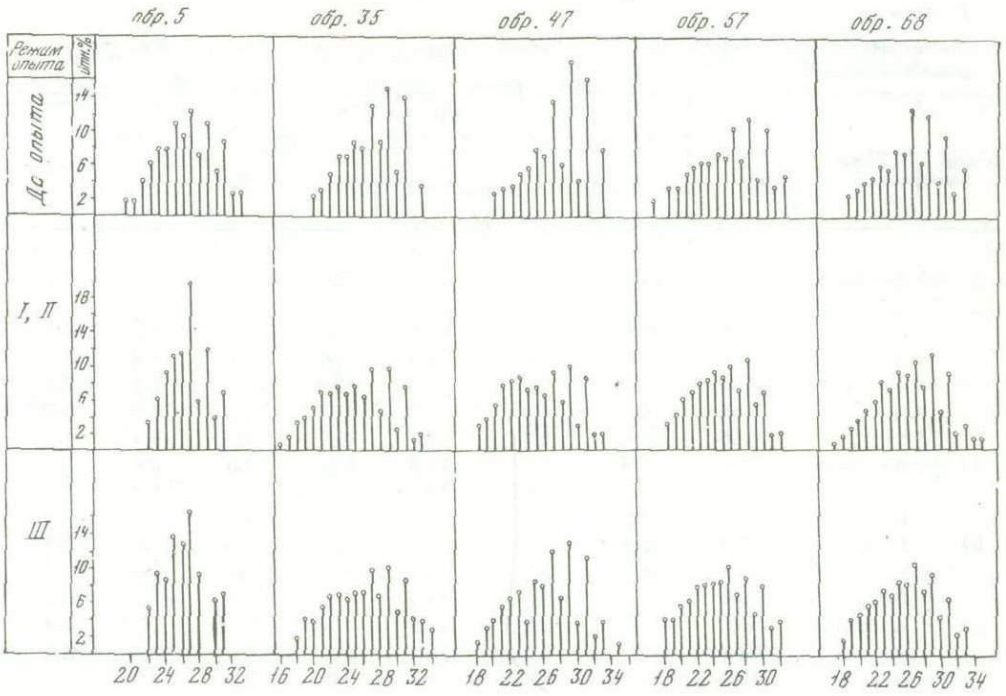


Рис. 44. **Распределение парафиновых УВ в зависимости от условий опыта**

В состав $A_{спб}$ исходных образцов входит сравнительно большое количество асфальтенов, содержание которых в условиях эксперимента при сравнительно мягком режиме (I и II) уменьшается в обр. 5, 37, 47 и увеличивается в обр. 57 и 68. Уменьшение содержания асфальтенов в составе $A_{спб}$ сопровождается увеличением УВ и бензольных смол. Такое распределение компонентов в условиях эксперимента может быть связано с тем, что асфальтены исходных образцов в структурном отношении представлены в основном насыщенными (нафтеновыми и алифатическими) фрагментами и значительно в меньших количествах ароматическими блоками. При мягких *T–P* условиях происходит, по-видимому, разрыв отдельных структур, в результате чего и увеличиваются углеводородная и бензольная фракции.

При более жестких условиях эксперимента (режим III), когда происходит некоторое увеличение содержания асфальтенов, полимерконденсационные процессы, вероятно, превалируют над деструктивными. Такая тенденция сохраняется для всех образцов с той лишь разницей, что в одних образцах такие процессы происходят при более мягких *T–P* условиях, а в других – при более жестких. При равных условиях эксперимента указанные различия могут быть связаны с различным составом исходного ОВ и, как следствие этого, с различным характером структур и связей в молекулах отдельных фракций.

В процессе эксперимента наблюдаются не только изменения в количественном соотношении отдельных фракций битумоида, но и происходят заметные изменения в структуре этих фракций. По данным газожидкостной хроматографии и масс-спектрометрии было обнаружено, что в эксперименте при незначительном уменьшении содержания парафиновых УВ (исключая обр. 68) в составе метано-нафтеновой фракции увеличивается в 1,5–2 раза содержание относительно низкомолекулярных УВ ($C_{17} - C_{24}$) [Initial Reports..., 1978] с сохранением тех же максимумов, что и в исходных образцах (рис. 44).

Как отмечают некоторые авторы [Хотынцева и др., 1974], увеличение низкомолекулярных УВ может быть связано с присутствием в макромолекуле нерастворимого ОВ структур кислотного характера. При воздействии *T* связи между

Таблица 20

Состав метано-нафтеновой фации УВ экспериментальных образцов, по данным масс-спектрометрии, отн. %

№ обр.	Режим	Парафиновые УВ	Нафтеновые УВ.						Алкилбензолы
			1	2	3	4	5	6	
5	До опыта	52,8	14,0	5,3	12,1	5,3	3,2	2,2	5,1
	I	41,8	30,4	1,0	17,1	1,5	1,3	1,0	6,9
	III	51,5	10,6	7,9	19,0	1,2	2,1	1,4	5,3
35	До опыта	59,0	9,6	5,4	14,2	3,5	3,1	1,6	3,6
	II	46,9	6,2	17,8	15,3	4,1	3,3	1,4	5,0
	III	46,6	14,7	8,0	17,1	5,0	2,1	1,4	5,1
47	До опыта	58,4	5,2	5,1	12,3	4,9	3,5	3,8	5,8
	II	44,2	10,6	13,5	15,2	4,1	2,6	1,2	8,6
	III	48,4	13,5	8,2	18,0	3,8	2,3	1,2	4,6
57	До опыта	25,3	33,8	3,8	11,3	10,3	6,4	5,5	3,6
	I	20,1	35,2	3,5	15,8	7,1	3,4	2,5	12,4
	III	19,8	48,4	3,4	17,0	4,1	2,9	1,7	3,7
68	До опыта	36,9	8,3	8,0	15,2	12,4	6,5	5,3	7,4
	II	52,9	9,0	5,1	16,7	5,8	4,8	2,1	4,6
	III	38,1	13,1	11,1	24,7	8,2	2,2	1,9	1,7

Примечание. Номера колонок 1–6 соответствуют количеству циклов.

этими структурами рвутся, освобождая кислоты состава C_{18}, C_{20}, C_{22}, C_{24}. В условиях опыта происходит декарбоксилирование этих кислот с образованием соответствующих УВ, появление которых обнаруживается на хроматограмме.

В ходе эксперимента увеличивается и содержание нафтеновых УВ, а среди них главным образом моно-, би- и трициклических структур (табл. 20).

Интересно отметить, что во всех без исключения образцах и при разных режимах опыта наблюдается тенденция к уменьшению коэффициента нечетности, т.е. в составе н-алканов появляется больше структур с четным числом атомов С в молекуле.

В составе метановых УВ увеличивается содержание изомерных форм, в основном пристана и фитана, особенно фитана. Отношение пристана к фитану (C_{19}/C_{20}) уменьшается в некоторых образцах в 2–3 раза. Эти данные еще раз подтверждают представление [Родионова и др., 1975] о том, что это отношение нельзя использовать как показатель типа ОВ, особенно в образцах, претерпевших термокаталитическое воздействие. Их образование может быть результатом деструктивных процессов макромолекул ОВ.

Результаты ИК- и УФ-спектроскопии представлены в табл. 21 и на рис. 45. Как показывают эти данные, в процессе эксперимента, особенно в более жестких условиях опыта, происходит заметное увеличение доли ароматических структур в молекулах бензольных и спиртобензольных смол, представленных главным образом замещенными нафталинами и антраценами, а замещенных бензолов становится значительно меньше. Одновременно с этим происходит также увеличение содержания нафтеново-ароматических фрагментов, а в их составе — уменьшение нафтеновых циклов и увеличение ароматических.

Таким образом, с ростом T и P увеличивается степень цикличности и ароматичности в молекулах исследуемых фракций, что является несомненным следствием процессов дегидратации и дегидроциклизации.

Наблюдаемое увеличение доли карбонильных соединений (эфиры алкилкарбоновых кислот, кетоны насыщенные и ароматические, полосы поглощения — пп —

Таблица 21

Относительное содержание ароматических структур в бензольных смолах битумоида А, по данным УФ-спектроскопии (по внутреннему стандарту)

№ обр.	Режим	$A_{хл.}$				
		сульфиды	тиофены	нафталины	бензолы	антраце-ны
5	До опыта	1	1	1	1	1
	I	2,5	–	2,5	2,8	2,8
	III	7,5	–	6,0	7,3	7,3
35	До опыта	1	1	1	–	1
	II	0,3	0,6	0,5	–	1,3
	III	0,06	0,2	0,09	–	1,4
47	До опыта	1	1	1	1	1
	II	1,2	1	0,75	–	1,1
	III	0,56	0,4	0,4	–	0,4
57	До опыта					
	I					
	III					
68	До опыта					
	II					
	III					

Таблица 21 (окончание)

№ обр.	Режим	$A_{спб}$				
		сульфиды	тиофены	нафталины	бензолы	антрацены
5	До опыта	1	1	1	1	1
	I	1,7	–	1,8	1,75	1,75
	III	2,1	–	1,3	1,4	1,3
35	До опыта	1	–	1	–	1
	II	0,55	–	0,8	–	2,2
	III	0,8	–	0,7	–	2,1
47	До опыта	1	–	1	–	1
	II	10	–	7	–	4,8
	III	14	–	8,6	–	3,5
57	До опыта	1	1	1	1	1
	I	0,8	–	0,3	0,2	0,65
	III	0,8	–	0,4	0,4	1,4
68	До опыта	1	–	1	–	–
	II	0,6	–	0,7	–	–
	III	0,9	–	0,7	–	–

1710, 1740 $см^{-1}$), видимо, можно объяснить только присутствием кислорода воздуха в камере моделирования. Интересно, однако, отметить, что в более жестких условиях эксперимента в структуре бензольных и спиртобензольных смол появляются карбонильные группировки, связанные с ароматическими кольцами.

В спиртобензольных смолах $A_{хл}$ количество CH_2- и CH_3-групп во всех образцах остается примерно на одном уровне. Это свидетельствует о том, что резких изменений углеродного скелета молекул в процессе эксперимента не происходит.

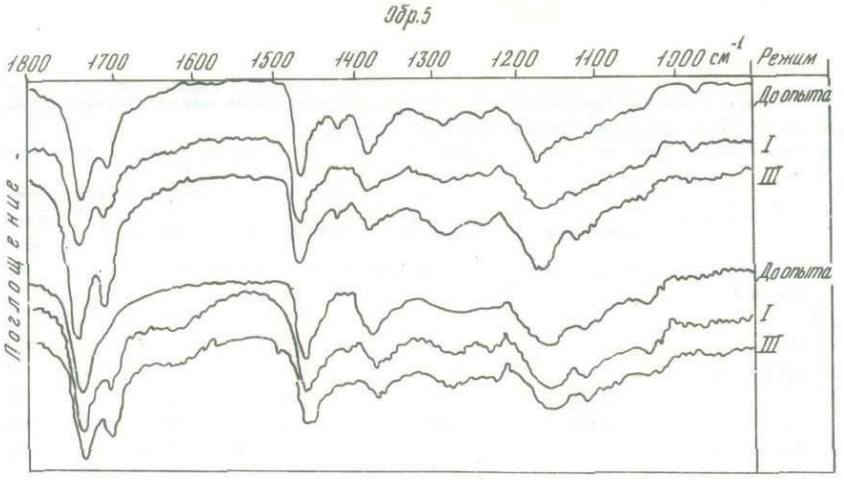


Рис. 45. **ИК-спектры поглощения спиртобензольных смол $A_{хл}$ образцов моделирования**

Наименьшие изменения претерпевает термически устойчивая С—О—С связь (пп — 1115—1130 $см^{-1}$), ее содержание остается довольно постоянным во всех образцах. Несколько увеличивается количество фталатов (пп—1300 $см^{-1}$).

По данным УФ-спектрометрии, в исходных образцах присутствуют довольно большие количества сернистых органических соединений в виде сульфидов и тиофенов. Содержание их в исследуемых образцах неодинаково (см. табл. 21). В условиях эксперимента количество их несколько увеличивается.

В более жестких условиях эксперимента в структуре бензольных и спиртобензольных смол увеличивается доля карбонильных группировок, связанных с ароматическими кольцами. По данным УФ-спектрометрии, в бензольных и спиртобензольных смолах исходных образцов присутствуют довольно значительные количества сернистых органических соединений в виде сульфидов и тиофенов. В процессе эксперимента количество сульфидов несколько увеличивается.

В заключение следует отметить, что наиболее заметные изменения в структуре ОВ происходят при термокаталитическом воздействии на осадок. В процессе эксперимента была выявлена сопряженность процесса накопления легкой углеводородной фракции и тяжелых углеводородных газов с образованием конденсированных ароматических и нафтеново-ароматических структур, что является следствием процесса диспропорционирования водорода. Не вызывает сомнения, что процессы такого типа широко развиты в более погруженных, не достигнутых пока бурением толщах осадочного чехла глубочайшей впадины Черного моря.

ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

В данном разделе рассматриваются особенности изменения ОВ в распределении детритных включений, содержании $C_{орг}$ и составе его компонентов, обусловленные диагенетическим преобразованием осадков.

Среди органического детрита в разрезе отложений преобладают включения удлиненной и неправильной формы, иногда со структурой растительных тканей, принадлежащие фрагментам водорослей и остаткам фитопланктона. Они по размерам не превышают 0,1—0,3 мм, иногда образуют линзовидные скопления однородной массы или микрослои, просвечивающие красноватым или желтовато-коричневым цветом. Менее распространены включения остатков наземного материала высших растений остроугольной и оскольчатой формы, с более резкими очертаниями, темной, почти черной окраской, непрозрачные. И совсем редки включения перерабо-

танного планктона каплевидной формы коричневато-желтого цвета, бесструктурные, полупрозрачные.

Изменение свойств детритных включений ОВ в разрезе прослежено по величинам поглощения в инфракрасной области спектра, характерным для каждой из указанных групп частиц [Потапова, Куприн, Ракчеев, 1973]. В исследованном разрезе отложений величина поглощения органических частиц при λ = 800 нм для наземного растительного детрита составляет 87–80%, водорослевого морского детрита – 77–67 и измененного планктонного материала – 64–54%. Спектральные кривые, характеризующие дисперсию ОВ в диапазоне длин волн 500–900 нм, для включений наземного и морского детрита обнаруживают сходство в конфигурации, а для измененного планктонного материала эти кривые отличаются резким спадом в сторону длинных волн.

Наиболее существенные изменения оптических свойств проявлены для детритных включений ОВ верхнего интервала осадков (0–60 м). В нижележащих отложениях характер спектральных кривых меняется относительно слабо.

Содержание $C_{орг}$ в разрезе отложений колеблется в значительных пределах (0,29–13,68%), что связано с неравномерным характером распределения ОВ. Повышенные содержания $C_{орг}$ приурочены к прослоям глинистых сапропелевидных илов (скв. 380, колонки 5 и 7) в верхней части разреза (1–2%), алевритистых глин (колонка 36) в его средней части (2–5%) и тонкопелитовых глин (скв. 380А, колонки 36–80) в низах разреза (2–13%). В остальных интервалах осадочной толщи содержание $C_{орг}$ не превышает 1%.

Групповой состав ОВ также подвержен изменениям в разрезе отложений в зависимости от глубины их погружения. Если в верхней части разреза в ОВ доля гуминовых кислот составляет свыше 20, а легкогидролизуемых веществ – 5–8%, то к низам разреза содержание этих компонентов снижается соответственно до 5–6 и 0,1–0,2%. Одновременно с этим сверху вниз по разрезу в составе ОВ возрастает содержание нерастворимой фракции и в отдельных интервалах – битумоидов.

Такая тенденция в изменении группового состава ОВ отмечалась ранее для процессов диагенеза морских отложений [Куприн, Потапова, 1977].

В составе ОВ доминирующее положение занимает нерастворимая фракция, что определяет ее ведущее значение как возможного источника нефтяных УВ [Вассоевич, 1973; Успенский и др., 1973]. В связи с трудностями выделения этой фракции в литературе имеется мало сведений о ее составе [Hunt, 1974a, b; Cernock, 1974; Куприн, Сорокин, 1976; Ларская, 1978].

Нерастворимая фракция ОВ плиоцен-четвертичных отложений Черного моря сложена на 80–90% бесструктурными микрокомпонентами с показателем преломления от 1,562 до 1,676. Более редки (до 20%) обломки витринита, фюзенита, псевдовитринита, лейптинита и талломоальгинита. В верхнем слое осадков в составе этой фракции преобладает (до 92%) буровато-коричневое вещество типа сорбомикстинита [Парпарова, 1967]. В сапропелевидных илах (скв. 380, колонки 5 и 36) основное значение (80–95%) имеет бесструктурное вещество с высоким показателем преломления (1,648 и 1,652–1,658), напоминающее коллоальгинит рассеянного ОВ древних пород. В средней части разреза (скв. 380, колонки 11, 25 и 33 м) нерастворимая фракция сложена (83–98%) бесструктурным желтым, почти не люминесцирующим веществом с показателем преломления 1,644–1,658, напоминающим коллоальгинит, а в нижней части разреза отложений (скв. 380А, колонки 36, 45, 60, 71, 75 и 80) она состоит (90–95%) из вещества с показателем преломления 1,648–1,676.

Обогащенный ОВ прослой отложений (скв. 380А, колонка 56) содержит нерастворимую фракцию, которая по оптическим свойствам аналогична коллоальгиниту горючих сланцев. По вещественно-петрографическому составу ОВ этого образца типично сапропелевое.

Особенностью состава нерастворимой фракции органического вещества исследованного разреза отложений по ИК-спектроскопии является высокое содержание насыщенных структур с группами CH_2, кислородных карбонильных групп в фор-

ме карбоновых (в том числе жирного ряда) кислот, кетонов, альдегидов, ароматических сложных эфиров и, возможно, кислородно-ароматических (хиноидного типа) структур, а также обедненность ее ароматическими структурами и парафиновыми цепями. Подобный же состав имеет аналогичная фракция ископаемых осадков буроугольной и буроугольно-длиннопламенной стадии литификации [Шакс, Файзуллина, 1974].

Рентгеноструктурные исследования показали, что в нерастворимой фракции межплоскостные расстояния укладываются в сравнительно узкий интервал значений — от 4,24 до 4,91 Å. Это является результатом преобладания в составе исследованных фракций цепочечных углеродных структур. Коэффициент ароматичности в указанных фракциях меняется по разрезу отложений от 0,21 до 0,38. Максимальные значения этого коэффициента приходятся на пробы, в которых повышена примесь гумусовой составляющей (скв. 380, колонка 0, скв. 380А, колонки 8, 12, 75).

Термогравиметрическими исследованиями установлено, что деструкция нерастворимой фракции ОВ протекает при температурах 200–650° С. Она сопровождается разрушением алифатических и ациклических структур и распадом периферийных частей молекул ароматических структур. Окончательное разрушение "ядра" нерастворимой фракции ОВ, состоящего из гетероциклических соединений, приходится на высокотемпературную фазу превращений (650–1000°С).

Методом электронно-парамагнитного резонанса (ЭПР) в нерастворимой фракции ОВ выделены спектры свободнорадикального типа и сигналы ЭПР со сверхтонкой структурой. Концентрация свободнорадикальных парамагнитных центров (КПЦ) варьирует по разрезу плиоцен-четвертичных отложений от 0,5 до 22×10^{17} спинов на 1 г вещества. Низкими значениями КПЦ характеризуются пробы сапропелевидных прослоев, а более высокими — пробы с ОВ, содержащим примесь гумусовой составляющей. По спектрам сверхтонкой структуры в ряде проб отмечено повышенное содержание ионов Fe и Cu (скв. 380, колонки 0 и 13; скв. 380А, колонки 8, 12, 29, 36, 45, 56).

В балансе ОВ существенное значение имеют гуминовые кислоты и фульвокислоты. В основе структурных звеньев гуминовых кислот почв, торфов и углей лежат конденсированные ароматические системы. Менее изучено строение гуминовых кислот современных осадков [Четверикова и др., 1974].

Для плиоцен-четвертичных отложений Черного моря содержание гуминовых кислот в составе $C_{орг}$ колеблется в пределах 3–26% и фульвокислот — 1–12%. В элементном составе гуминовых кислот на долю С приходится 42–63%, Н — 5–7% и N — 3–4%. Величины оптической плотности гуминовых кислот при λ = 465 нм довольно низки (0,5–1,3) и в разрезе отложений существенно не меняются. Содержание активных кислых групп в гуминовых кислотах исследованного разреза колеблется в пределах 2,4–6,2 мг-экв/г, в том числе содержание карбоксильных групп — 1,94–3,60 и фенольных гидроксилов — 1,05–2,91 мг-экв/г.

Такой состав активных кислых групп может свидетельствовать об образовании гуминовых кислот из исходного ОВ планктоногенной природы и незначительном участии аллохтонного гумусового материала.

По данным ИК-спектроскопии, гуминовые кислоты характеризуются интенсивным поглощением полос в области 2950 $см^{-1}$, относящимся к валентным колебаниям в CH_2- и CH_3-группах; это может указывать на наличие алифатических и алициклических структур. Менее интенсивно проявлены полосы поглощения при 700–900 $см^{-1}$, определяющие долю участия ароматичесикх структур, и полоса поглощения при 1600 $см^{-1}$, соответствующая С=С связям ароматических систем. Отмечена полоса поглощения при 1100 $см^{-1}$ гидроксильных групп и в области 3400 $см^{-1}$ водородносвязанных ОН-групп. Отчетливо проявлены полосы поглощения в области 1710–1720 $см^{-1}$, указывающие на присутствие карбонилов в карбоксильных группах. Слабое поглощение, отмечающееся при 1230–1250 $см^{-1}$, характерно для фенольных гидроксилов. Гуминовым кислотам верхней части разреза свойственно наличие групп амид I (1650 $см^{-1}$) и амид II (1540 $см^{-1}$), принад-

лежащих остаткам белков, и поглощение при 1040–1100 $см^{-1}$, относящееся к колебанию С–О эфиров и углеводов.

Методом гельхроматографии в изученных пробах гуминовых кислот установлено от 8 до 11 фракций. Выход фракций гуминовых кислот варьирует в значительных пределах; особенно неравномерным является распределение фракций по разрезу отложений, что отражает полидисперсность и гетерогенность состава гуминовых кислот.

В верхней части разреза отложений гуминовые кислоты имеют высокую полидисперсность, что свидетельствует о слабой преобразованности исходного ОВ. Присутствие в гуминовых кислотах этого интервала относительно низкомолекулярных фракций указывает на наличие компонентов гумусовой природы, в основе которых лежат остатки высших наземных растений. В средней части разреза гуминовые кислоты характеризуются резким возрастанием высоко- и среднемолекулярных фракций, а в низах разреза в составе их вновь появляются низкомолекулярные фракции.

Фазовые превращения гуминовых кислот плиоцен-четвертичных отложений Черного моря, по данным термогравиметрического анализа, происходят независимо от различий в их составе и отмечаются в одних и тех же температурных интервалах. Низкотемпературный эффект (20–110°С) отвечает реакции удаления гигроскопической влаги с потерей веса от 4,3 до 10,2%. В интервале температур 150–380°С происходит частичная деструкция гуминовых у кислот. Потеря веса при этом составляет 12–26%. При достижении температур 370–400° происходит реакция декарбоксилирования гуминовых кислот, что коррелируется с содержанием в гуминовых кислотах группы СООН. Выше 400° для подавляющего большинства проб продолжается дальнейшая деструкция углеродного скелета молекулы гуминовых кислот с разрушением фенольных группировок. Этому интервалу температур соответствует максимум потери веса гуминовых кислот, достигающий в среднем 52%. Ароматические ядра гуминовых кислот полностью разрушаются при температурах 630–660°.

По данным ЭПР-измерений, в составе гуминовых кислот установлены сигналы свободнорадикального типа и спектры сверхтонкой структуры, связанные с присутствием Fe, Cu и Mn.

Рентгеноструктурный анализ гуминовых кислот показал, что межплоскостные расстояния в них колеблются в пределах 3,70–4,40 Å, а коэффициент ароматичности – 0,30–0,46. Согласно этим данным, во всех пробах гуминовых кислот преобладают структуры неароматического характера (гетеро- и алициклические). Доля слоев с конденсированной ароматикой, принадлежащей гумусовому материалу, невелика и проявляется наиболее четко в пробах из скв. 380 (колонка 23), скв. 380А (колонки 8 и 36), а также в нижней части разреза отложений. Типично сапропелевым составом характеризуются гуминовые кислоты проб скв. 380 (колонка 7) и скв. 380А (колонка 52). Близкий состав гуминовых кислот отмечается и в пробе скв. 380 (колонка 5), но с некоторой примесью гумусового материала.

Роль битумоидов в составе ОВ осадков незначительна. При этом соединения кислого характера (спиртобензольные) преобладают над нейтральными (хлороформенными).

Содержание спиртобензольных битумоидов в разрезе плиоцен-четвертичных отложений Черного моря составляет 0,01–0,46% к осадку и 1,43–15,31% к $С_{орг}$. В большинстве исследованных образцов доля спиртобензольных битумоидов в составе ОВ не превышает 1–5%. И лишь в отдельных прослоях верхней и средней части разреза отложений она увеличивается до 7–15%. Эти горизонты, как правило, не выделяются повышенным содержанием $С_{орг}$.

Элементный состав спиртобензольных битумоидов в разрезе отложений существенно не меняется. Содержание С в них колеблется в пределах 60,34–73,62% и Н – 7,52–9,86%. Для исследованных битумоидов С/Н = 6,9÷8,6 и Н/С = 1,42÷1,78.

Величина кислотного числа, указывающего на содержание в битумоидах свободных органических кислот, в большинстве проб составляет 0,4–1 и лишь в отдельных горизонтах возрастает до 1,5–2,7. Низкое содержание активных соединений

в составе ОВ свидетельствует о его преимущественно сапропелевой природе. Максимальные значения числа кислотности приходятся на горизонты с повышенным выходом спиртобензольных битумоидов по отношению к $C_{орг}$, что связано с примесью гумусовой составляющей в составе ОВ этих осадков.

Число эфирности, характеризующее присутствие эфиров (восковые эфиры, смоляные эфиры, ангидриды кислот) в составе спиртобензольных битумоидов, колеблется в пределах 0,42–0,80 мг-экв/г. Повышенные значения числа эфирности приходятся на интервалы разреза отложений с высоким содержанием $C_{орг}$. Отмечается некоторое увеличение числа эфирности к низам разреза отложений.

По спектрам поглощения в видимой области (400–750 нм) количественно определено содержание хлорофилла и его производных в спиртобензольных битумоидах [Гуринович и др., 1968]. Содержание хлорофилла составляет в указанных фракциях битумоидов 0,4–36,4 мг/г. Максимум при 665–670 нм, свойственный хлорофиллу, фиксируется в прослоях отложений до 342 м. В более глубоких горизонтах разреза плиоцен-четвертичных отложений Черного моря в составе ОВ хлорофилл практически не определяется. Вместе с тем в этой части разреза отмечаются небольшие максимумы в области 550 нм, которые могут быть отнесены к порфину. Присутствие хлорофиллоподобных пигментов в составе ОВ отложений Черного моря может указывать на значительную роль азотистых соединений в исходном материале. В верхней части разреза отложений, где в ОВ сохранился хлорофилл, степень диагенетической измененности исходных соединений незначительна. Тот же исходный органический материал при погружении осадков на глубину свыше 342 м обнаруживает более заметную диагенетическую превращенность.

Судя по ИК-спектрам, спиртобензольные битумоиды представлены смесью насыщенных и ненасыщенных УВ и спиртов с участием ароматических соединений, кислот и альдегидов, а также продуктов их взаимодействия. Часть полос свидетельствует об определенной роли в битумоидах порфириновых колец или производных пиррола. Содержание порфириновых структур в составе битумоидов всего разреза отложений свидетельствует о незначительной активности этих соединений, возможно, являющейся результатом особенностей их исходного состава. Степень измененности спиртобензольных битумоидов невысокая, лишь в низах разреза отложений определяются черты их диагенетической преобразованности.

Хлороформенные битумоиды современных осадков как наиболее восстановленная часть ОВ содержат в своем составе, помимо других соединений, углеводородные компоненты, частично унаследованные от исходного материала, а частично новообразованные при диагенезе.

Содержание хлороформенных битумоидов в изученном разрезе составляет 0,005–0,677% к осадку и 1,15–7,25% к $C_{орг}$. В большинстве исследованных проб содержание этих соединений в составе ОВ не превышает 1–3% и лишь в отдельных горизонтах верхней и средней частей разреза отложений возрастает до 4–7%. Эти горизонты, как правило, отличаются повышенным содержанием ОВ. На них же приходятся и наиболее высокие содержания суммы битумоидов в осадке (7–11% к $C_{орг}$). В целом по разрезу по мере погружения осадков намечается тенденция к увеличению содержания хлороформенных битумоидов и в нижней части разреза – возрастание степени их восстановленности.

Элементный состав хлороформенных битумоидов подвержен незначительным колебаниям. Содержание С составляет в них 67,72–77,31, Н – 9,97–12,34%; С/Н меняется от 6,02 до 7 и Н/С – соотвественно от 2 до 1,71. Для всех проб характерно повышенное содержание Н и невысокое Н/С, что косвенным образом указывает на метаново-нафтеновый состав УВ хлороформенных битумоидов. Изменения в содержании и составе этих соединений происходят на глубинах свыше 800 м, где они выдерживаются наиболее стабильно.

Изменения в составе битумоидов подтверждаются и данными их группового анализа. Если в верхней части разреза содержание масел в составе хлороформенных битумоидов не превышает 6–14%, то в нижней части оно увеличивается до 20–21%. В составе масляной фракции битумоидов к низам разреза снижается содержание метановых УВ и возрастает содержание нафтеново-ароматических. Одновременно

с этим вниз по разрезу отложений в составе хлороформенных битумоидов содержание бензольных смол увеличивается от 5 до 42%, а спиртобензольных уменьшается от 70 до 30—50%. Аналогичные изменения происходят и в соотношении асфальтенов и асфальтеновых кислот. При общем уменьшении содержания этих компонентов вниз по разрезу содержание асфальтеновых кислот меняется более резко.

По данным ИК-спектроскопии, в хлороформенных битумоидах вниз по разрезу происходит разукрупнение молекул. В верхней части разреза в составе хлороформенных битумоидов преобладают кислородсодержащие структуры (кислоты, простые и сложные эфиры, спирты, реже фталаты) с длинными парафиновыми цепями (до C_{30}). С глубиной, начиная со 142 м, длина цепей уменьшается и в составе их появляются триглицериды, кислоты, а с глубины 484 м — кислородные структуры хиноидного типа. В нижней части разреза (глубже 665 м) в битумоидах снижается общее содержание кислородных структур и длина цепей становится меньше.

По мере погружения осадков в составе битумоидов возрастает обогащенность углеводородными структурами, разветвленность которых в верхних горизонтах низкая, а глубже 142 м повышается с одновременным увеличением их содержания.

Отличительной особенностью состава битумоидов является низкая "ароматичность". В верхах разреза ароматические структуры практически не обнаруживаются. Признаки их фиксируются на глубинах свыше 142 м, а с глубины 465 м они представлены достаточно четко. В самых низах разреза в интервале 1025—1074 м роль ароматических структур в составе битумоидов становится более заметной.

Фракции асфальтенов, исследованные методом электронного парамагнитного резонанса, характеризуются низким парамагнетизмом, что подтверждается значениями КПЦ — $0{,}93-1{,}0 \times 10^{17}$ спинов на 1 г вещества. Ширина сигнала ЭПР составила 4,29—4,42 Э, что является показателем неукомплектованности структуры асфальтенов. Указанные величины КПЦ и ширина сигнала свойственны ОВ отложений, не претерпевших существенного катагенного воздействия.

Методом газожидкостной хроматографии установлено распределение н-алканов во фракции метаново-нафтеновых УВ. Ряд н-алканов представлен соединениями с числом атомов С от C_{15} до C_{33}. В верхнем интервале осадков отмечается высокое содержание н-алканов $C_{29,31}$, а на глубине 237 м в большом количестве присутствует н-алкан C_{18}, образовавшийся, очевидно, за счет восстановления органических кислот. Величина коэффициента нечетности, подсчитанная с C_{23}, уменьшается (от 0 до 237 м) в верхнем интервале разреза отложений с 5,3 до 2,4, а содержание жидких н-алканов (условно до C_{16} включительно) возрастает соответственно с 3,6 до 5,7% от их общего содержания, оставаясь в целом низким.

Дальнейшие изменения в распределении н-алканов отмечаются на глубине 427 м. Н-алканы представлены здесь рядом от C_{15} до C_{34} с наиболее развитой частью в интервале C_{23-25}. Жидкие н-алканы составляют 1,8%, а коэффициент нечетности уменьшается до 1,7. Специфичность хроматографической кривой н-алканов в этом интервале свидетельствует о процессе разукрупнения наиболее высокомолекулярных представителей ряда.

С глубины 635 м в составе н-алканов вновь отмечается преимущественное развитие соединений в высокомолекулярной области. Максимальное содержание вновь приходится на C_{31}. Сходную хроматографическую характеристику обнаруживают н-алканы сапропелевой пачки с глубины 855 м, а также отложений нижней части разреза. В распределении н-алканов отмечаются два максимума, приходящихся на C_{18} и C_{29}. При дополнительном изучении н-алканов методом капиллярной хроматографии установлено, что максимум в C_{18} связан с высоким содержанием фитана. Степень нечетности самая высокая из числа исследованных проб в битумоидах сапропелевых глин (6,7). В низах разреза коэффициент нечетности н-алканов уменьшается до 3.

Данные газожидкостной хроматографии свидетельствуют о том, что наибольшая сохранность н-алканов обнаружена в верхнем слое осадков и в прослое сапропелевидных глин на глубине 855 м. В остальной части разреза отложений имел ме-

сто процесс диагенетического изменения битумоидов, о чем свидетельствует уменьшение коэффициента нечетности от 5,2 до 1,9. Однако, характеризуя в целом ряд н-алканов, можно констатировать, что сформированность его в нефтяном направлении очень низкая.

Проведенные исследования показали, что в разрезе плиоцен-четвертичных отложений Черного моря меняются свойства, состав и структура слагающих ОВ компонентов под влиянием процессов диагенеза.

Изменение оптических свойств детритных включений ОВ, отчетливо проявленное в верхней части разреза, связано с разложением исходного органического материала и взаимодействием продуктов его распада с минеральной составляющей консолидирующихся осадков. Достаточно хорошая сохранность включений в средней и нижней частях разреза свидетельствует о невысокой диагенетической превращенности исходных органических соединений.

Изучение нерастворимой фракции ОВ позволило установить генетическую принадлежность исходного материала. Особенностью этой фракции является ее сапропелевый состав, а примесь гумусового материала весьма мала. Сохранение специфических свойств гумусовой органики подтверждает тот факт, что формирование нерастворимой фракции ОВ определяется в большей мере составом исходных соединений, чем их последующими диагенетическими превращениями.

Такие типично диагенетические образования, как гуминовые кислоты и фульвокислоты, довольно слабо изменяются по составу и свойствам в разрезе отложений. К низам разреза несколько снижается выход гуминовых кислот, уменьшается их полидисперсность и увеличивается роль высокомолекулярных фракций, а также усиливаются парамагнитные свойства и повышается содержание элементов Fe, Cu, Mn в минерально-органических комплексах.

В составе спиртобензольных битумоидов исчезновение хлорофилла в средней части разреза отложений, а также тенденция к уменьшению числа кислотности и увеличению числа эфирности к низам разреза, как и возрастание роли углеводородных радикалов, могут рассматриваться в качестве признаков диагенетического изменения ОВ.

Преобразование ОВ в разрезе отложений сопровождается небольшим увеличением общей суммы битумоидов, в том числе нейтральных хлороформенных компонентов. В структуре хлороформенных битумоидов верхней и средней частей разреза отмечено обогащение углеводородными радикалами в результате накопления парафиново-нафтеновых структур. В низах разреза происходит снижение количества кислородных соединений, разукрупнение молекул и увеличение степени разветвленности углеводородных структур. Диагенез н-алканов, по данным газожидкостной фроматографии, прослеживается по изменению в разрезе их содержания и коэффициента нечетности. Вместе с тем отмечается меньшая степень измененности н-алканов в прослоях, обогащенных ОВ, где, по-видимому, сказывается его консервирующее влияние.

Отмеченное по всем фракциям диагенетическое изменение ОВ в разрезе плиоцен-четвертичных отложений Черного моря проявлено относительно слабо. Это, очевидно, объясняется тем, что здесь основным фактором воздействия на ОВ было *P*. Явный недостаток *T* воздействия послужил причиной невысокой превращенности исходных органических соединений.

НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ФОРМИРОВАНИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ОСАДКОВ ЧЕРНОГО МОРЯ В ПОЗДНЕМ КАЙНОЗОЕ

Опубликованные в США обобщенные данные по результатам бурения [Ross, Neprochnov et al., 1978] значительно расширили сведения о развитии Черного моря в позднем кайнозое. Группа авторов [Stoffers et al., 1978; Schrader, 1978; Degens et al., 1978] пришла к мнению, что в миоцене и раннем плиоцене Черное

море (вернее, район скв. 380 и 381) было мелководным участком пресного озера, которое в позднем плиоцене опустилось до глубин 1500–2000 м.

В миоцене в пределах границ современного Черного моря на поверхности срединного массива существовали ограниченные по площади отдельные депрессии, в которых шла интенсивная аккумуляция осадочного материала [Муратов, 1972]. Прибосфорская часть Черного моря (район скв. 380, 381) была мелководным озерным (пресноводным) бассейном. В это время здесь шло накопление глинистых слоистых осадков. В отдельные промежутки времени (очевидно, в засушливые) отлагались микрослоистые известковые (арагонитовые) илы, обогащенные доломитом. Карбонаты в миоценовых осадках представлены арагонитом, доломитом, иногда – сидеритом, мангано-кальцитом. Эти минералы, по нашему мнению, имеют в основном диагенетический характер [Emelyanov et al., 1978]. В целом осадконакопление протекало в теплых влажных условиях пресноводного озера [Schrader, 1978]. Наличие в верху миоценового разреза брекчированных слоев может свидетельствовать о том, что в это время происходили сложные тектонические движения, что привело к развитию оползневых явлений, а дно озера опустилось на большие глубины. В новых условиях стали накапливаться отдельные прослои диатомовых и наноилов. Содержания $CaCO_3$ (кальцита) и $SiO_{2аморф}$ заметно возросли. В повышенных количествах накапливался также Mn. Этот элемент связан в основном с карбонатами (сидеритом) и ассоциирует с Fe. Это дало повод сделать предположение [Stoffers, Müller, 1978], что карбонаты марганца накопились в основном в условиях, близких к тем, которые существуют в настоящее время в Балтийском море. Однако, как выяснилось [Блажчишин, Емельянов, 1977; Емельянов, 1978], илы стагнированной зоны Балтики, обогащенные Mn (до 6,54%), содержат низкие количества Fe (4–6%). В осадках же скважин повышение содержаний Mn сопровождается повышенными содержаниями Fe (6–35%). Механизм накопления Fe и Mn здесь, очевидно, иной. Совместное высокое накопление Fe и Mn в резко восстановительной среде отмечено лишь в Красном море. Однако нет никаких оснований считать, что условия седиментации в Черном море были такие же, как в современном Красном море. Вероятнее всего, они были близкими к обстановке Рижского залива, где накопление Mn происходит в верхнем окисленном слое вплоть до конкрециеобразования [Страхов, 1976; Блажчишин, Емельянов, 1977]. После захоронения конкреции разрушались. Высвобожденные Fe и Mn в процессе диагенеза связывались, очевидно, в сидерит, анкерит, мангано-сидерит или родохрозит.

В Балтийском море в условиях нулевой седиментации происходит накопление Fe корок с низким содержанием Mn [Блажчишин, Емельянов, 1977]. После захоронения корок они могут преобразовываться в сидеритовые стяжения и микростяжения, сидеритовые уплотненные илы. Очевидно, таким образом возникли и прослои сидеритовых илов в Черном море в районе скв. 380 и 381.

После короткой стадии соединения озера (т.е. Черного моря) с морскими бассейнами наступила длительная стадия его изоляции от солоноватоводного бассейна. Как показывает диатомовый анализ [Schrader, 1967; Jouse, Mukhina, 1978], в плиоцене седиментогенез вновь протекал в пресноводном бассейне. В этих условиях попеременно накапливались терригенные илы, ленточные глины, обогащенные диатомовыми водорослями, местами ОВ, а также озерные слоистые мелоподобные отложения (Seekreide).

Плиоценовые отложения, обогащенные ОВ и диатомовым кремнеземом, встреченные в скв. 380А и 381, весьма сходны с некоторыми межледниковыми горизонтами по содержанию как микроэлементов, так и макрокомпонентов. Есть все основания считать, что эти осадки формировались в сходных условиях. Понятно, что сходными должны были быть и закономерности их накопления. Диатомовые илы, подобно голоценовым, формировались в западной халистатической области моря. Как и в межледниковые эпохи, она находилась юго-западнее современной и охватывала район скв. 380 и 381. Это было обусловлено, вероятнее всего, несколько другой, чем сейчас, конфигурацией береговой линии и системой течений. По сравнению с глинистыми илами, обогащенными лишь ОВ, в скв. 380А в диато-

мовых илах понижены содержания Zn, а иногда Li, Rb, Cs (и, вероятно, K, Na), а в скв. 381 — более высокие содержания Ni, Cr, Rb (в пересчете на бескарбонатный материал). В то же время в высококарбонатных илах понижены содержания Ni, Co, Cr (в пересчете на обломочный материал) [Emelyanov et al., 1978].

Различия в группах элементов, очевидно, связаны с поступлением материала из разных источников при формировании тех или иных прослоев.

В плейстоцене Черноморский бассейн существовал в контурах, близких к современным, и имел сходные глубины. Как показывают данные диатомового анализа, в ледниковые эпохи это было почти замкнутое пресноводное озеро-море, которое несколько осолонялось в межледниковья в связи с трансгрессией средиземноморских вод. По изменению хлорности поровых вод, содержания S, кокколитов и диатомовых водорослей и некоторым другим показателям [Ross et al., 1978] выделяются четыре эпохи, во время которых осадконакопление происходило в солоноватоводных условиях: 1) миндель-рисс, 2) средний рисс, 3) рисс-вюрм, 4) голоцен.

Формирование разрезов осадков плейстоцена происходило главным образом, под влиянием продуктов денудации трех областей водосбора: северо-западной, где имеются крупнейшие речные артерии (Дунай, Днепр, Днестр и др.), областей, расположенных у Босфора, и Центрального Понта (в основном бассейн р. Кызыл-Ирмак). Судя по данным изучения минерального состава [Trimonis et al., 1978], в южной области восточной части Черного моря (в районе скв. 379А) преимущественно накапливается анатолийский материал, в основном продукты выветривания вулканогенных образований, выносимые реками Кызыл-Ирмак и Ешиль-Ирмак, обогащенные монтмориллонитом, а также Fe, Ti, Cr, Ni, Co, V, Sc. В рисскую эпоху, а также в миндель-рисскую чувствуется усиление влияния стока северо-западных и северных рек. С накоплением наносов этих рек связано возрастание содержаний в рисских отложениях Ni, Li, Rb, Sc, а в миндель-рисских — Mn, Cu, Zn, Pb. Особенности терригенной седиментации в западной части Черного моря в плейстоцене целиком определялись вариациями стока Дуная, Днепра, Днестра и в меньшей мере мелких рек западного, южного и юго-западного водосбора.

Закономерности седиментации в ледниковые эпохи во многом были сходными с верхневюрмскими. Понятно, что в связи с этим должны были быть сходными и закономерности накопления как макрокомпонентов, так и микроэлементов.

По имеющимся данным [Emelyanov et al., 1978; Volkov, Fomina, 1974; Hirst, 1974; Емельянов и др., 1980], верхневюрмские осадки отличаются от голоценовых главным образом содержаниями макрокомпонентов ($C_{орг}$, $SiO_{2 аморф}$ и $CaCO_3$). Отличия в содержаниях некоторых микроэлементов проявляются лишь в пересчете на обломочный материал. Они наиболее существенны при сравнении с илами, обогащенными ОВ. В верхневюрмских осадках нередко (но не всегда) ниже содержания Ni, Cu, Co, особенно Mo, т.е. наиболее подвижных микроэлементов. Это и естественно, поскольку в условиях холодного климата на водосборе были ослаблены процессы химического выветривания, а следовательно, и поставка в водоем гидроокислов Fe и Mn и большинства подвижных микроэлементов, переносимых вместе с ними. Что же касается гидролизатов (Ti, Sn, Sc, Hf, Ta, Th, Zr), то их содержания не претерпевают сколько-нибудь заметных изменений. Несмотря на сокращение площадей водосборов в ледниковые эпохи, в водоем все же поставлялись значительные количества обломочно-глинистого материала в связи с усиленной эрозионной деятельностью рек, вызванной падением уровня моря.

Те же особенности выявляются и при сопоставлении отложений ледниковых эпох с межледниковыми.

Основные особенности накопления макрокомпонентов и микроэлементов в межледниковых (точно так же, как и в голоценовых) отложениях тесным образом связаны с изменениями климатических условий и некоторыми колебаниями уровня моря. С поступлением с водосбора больших объемов элементов в подвижной форме в теплые гумидные фазы создавались благоприятные условия для диагенетического перераспределения элементов в осадочной толще. Это в полной мере реализовалось, поскольку в эти периоды благодаря интенсивной поставке пи-

тательных солей с водосбора интенсивно продуцировался фитопланктон и осадки обогащались ОВ, являющимся основным энергетическим источником диагенетических процессов.

Вторая причина бурного расцвета фитопланктона в начальные стадии сероводородного заражения придонных вод, как правильно отметил Н.М. Страхов [1971], - вытеснение из глубинных областей к поверхности моря более пресных (обогащенных питательными солями) вод солеными водами.

В межледниковья и в голоцене в море поступали большие количества продуктов химического выветривания, а вместе с ними значительные объемы макрокомпонентов (Fe, Mn, Ti, K, Na, $SiO_{2аморф}$), а также и микроэлементов, причем резко повышалась роль геохимически подвижных форм. В целом объемы и структура стока должны были быть близкими к современным.

Количественные колебания макрокомпонентов и микроэлементов в межледниковых горизонтах плейстоценовых отложений и в голоценовых осадках совпадают. В голоценовых осадках привлекает внимание большая частота и значительные амплитуды колебаний, двух-трехкратные изменения содержаний при почти одинаковой карбонатности илов. То же самое характерно для илов с повышенным содержанием ОВ, сапропелевидных, сапропелево-глинистых и сапропелевых [Emelyanov et al., 1978; Volkov, Fomina, 1974; Hirst, 1974]. В верхне- и среднеголоценовых (древнечерноморских) горизонтах прослои илов, обогащенных ОВ (сапропелевидные, сапропелево-глинистые, голоценовые), выделяются повышенными содержаниями подвижных элементов. В голоценовых осадках района скв. 379А к их числу относятся Zn, Cu, Mo, Ni. В некоторых прослоях существенно повышены также содержания V. Сходная картина выявляется в межледниковых отложениях скв. 379А. Хотя в изученных прослоях содержания $C_{орг}$ и не достигают таких величин, как в древнечерноморских осадках, однако содержания Zn, Cu, Ni, Co в них также высокие.

Как явствует из анализа голоценового осадконакопления, возрастание количества подвижных элементов в прослоях сапропелевидных, сапропелево-глинистых и сапропелевых осадков теснейшим образом связано с повышенным их поступлением с водосбора в связи с потеплением и увлажнением климата Кроме того, важнейшую роль играет их концентрирование сульфидами в процессе седиментации (при прохождении сероводородной толщи) и особенно при раннем диагенезе осадков [Volkov, Fomina, 1974]. Именно концентрацией в сульфидах Fe объясняется слабая корреляция Co, Ni, Cu, Mo с количественным распределением ОВ и взаимосвязь с распределением S. В древнечерноморских осадках коэффициент концентрации Co, Ni, Cu, Mo в пирите возрастает от 9,3 до 35,8.

Разрез плейстоценовых осадков в скв. 380 и 381 формировался под влиянием стока северо-западных рек. Это отчетливо видно не только по характерному составу глинистого вещества, терригенного обломочного материала, но и по содержаниям микроэлементов, по их отношениям к кларкам. По сравнению со скв.379А по всему разрезу здесь понижены содержания Ni, Cr, V, Sc, Ti и повышены K, Na, Li, Rb, Cs, Sn.

В межледниковых отложениях скв. 380 слои, обогащенные ОВ, характеризуются также повышенными содержаниями подвижных элементов, однако их ряд несколько другой (Pb, Cu, Mo, Ni) по сравнению со скв. 379А, что обусловлено довлеющим влиянием другого источника осадочного материала (сток северо-западных рек).

Некоторые прослои межледниковых отложений в скв. 380, помимо ОВ, обогащены также и диатомовым кремнеземом. Характерно, что в прослоях, где $SiO_{2аморф}$ превышает 10%, понижены содержания Zn и отчасти Ni, Rb. Эта особенность проявляется также в отложениях, обогащенных ОВ и кремнеземом.

Таким образом, среди осадков, обогащенных ОВ, наблюдаются некоторые различия в содержаниях микроэлементов. На наш взгляд, причина коренится в несколько отличных условиях их образования. В промежутки, когда формировались диатомовые илы, происходили мелкомасштабные колебания климата, чередования

более теплых и холодных фаз. В теплые фазы процесс накопления микроэлементов шел по современным законам, а в более холодные (фазы расцвета диатомей) он несколько отличался, вероятно, главным образом меньшим выносом гидроокислов Fe и Mn и вместе с ними подвижных элементов с водосбора. Это в первую очередь сказалось на Zn и Ni.

Один из важных вопросов в эволюции Черного моря — это вопрос о сероводородном заражении придонных вод. Четких литолого-геохимических критериев, позволяющих однозначно определить окислительно-восстановительные условия палеосреды, пока нет. Одним из авторов [Емельянов, 1978] для этой цели был предложен коэффициент стагнации (Mo + 10Se) · 100/Mn. Его значение, превышающее 5 (чаще всего > 1), должно указывать на осадконакопление в сероводородной среде, подобной современной в Черном море. В новоэвксинских осадках значение коэффициента стагнации равно 0,8, в древнечерноморских — 16,8, в современных — 8,1. Не повсеместное, а эпизодическое определение Mo и Se в осадках скв. 380 [Emelyanov et al., 1978] позволяет применять коэффициент стагнации лишь для отдельных отрезков плейстоцена. В керне скв. 380 значения коэффициента стагнации невысокие (обычно $\leqslant 3$). Это свидетельствует о том, что резко восстановительных условий (с H_2S в придонных водах) в периоды накопления проанализированных проб осадков не было. Однако повышенные значения коэффициента (до 1—3) в отдельных прослоях говорят о том, что в то время условия приближались к стагнированным. В первую очередь это относится к периоду рисс-вюрма (пачка Id), когда в осадках сравнительно интенсивно накапливались $C_{орг}$, $SiO_{2\,аморф}$, Mo, Se (условия были морскими). То же самое можно сказать и об отдельных отрезках миндель-рисса (пачка If, колонка 16), а также минделя (самый низ пачки Ih, колонка 35) и гюнц-минделя (пачка II, колонка 36). Как видим, все эти отрезки времени практически соответствуют интергляциалам, т.е. периодам, когда уровень моря был высоким, условия на водосборах влажные и теплые, а Черное море сообщалось со Средиземным. Отдельные периоды стагнации придонных вод наступали, очевидно, и в миоцене (см. с. 42—43 наст. моногр., скв. 381, 380А), а также и в последующие (весьма короткие) промежутки плиоцена.

СТРОЕНИЕ ДНА И ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ОСАДКОВ

РЕЗУЛЬТАТЫ ГСЗ И МОВ

Сейсмические исследования методом ГСЗ в Черноморской впадине показали наличие в ее пределах мощной (до 15 км) осадочной толщи [Гончаров и др., 1972].

Сведения о внутреннем строении осадочной толщи, распределении слагающих ее слоев и их физических характеристик имеют большое значение для выяснения вопросов геологического развития впадины.

Изучение внутреннего строения осадочной толщи проводилось методами отраженных и преломленных волн. Схемы расположения сейсмических профилей приведены на рис. 46, 50.

Возможности метода непрерывного сейсмического профилирования (НСП) с искровым и пневматическим излучателями позволили к настоящему времени исследовать строение только самой верхней (до 1,5 км) части осадочной толщи Черного моря [Сагалевич и др., 1970; Ross et al., 1974].

Работами МОВ изучено строение осадочной толщи глубоководной впадины до глубины 3 км [Непрочнов, Михно, 1961; Маловицкий и др., 1963; Непрочнова и др., 1966; Непрочнов, Ельников, 1969; Непрочнов, Москаленко, 1969]. Рекогносцировочные исследования МОВ показывают простое строение осадков центральных районов глубоководной впадины. Здесь выделяются и прослеживаются на протяжении нескольких десятков километров отражающие границы на глубинах 0,4–0,5; 1,2; 1,5 и около 2,5–3 км ниже поверхности дна. По характеру вертикальной расчлененности осадочную толщу центральной зоны можно разделить на два структурных этажа: верхний (от поверхности дна и до глубины 1,5 км), содержащий большое количество промежуточных границ, и нижний, который практически более однороден и содержит только одну устойчивую отражающую границу. Окраинная зона глубоководной впадины на многих участках характеризуется существенным усложнением структуры осадков.

Выявленные в результате рекогносцировочных исследований МОВ закономерности в строении верхней части осадочной толщи подтверждаются также полученными в последние годы материалами НСП с невзрывными источниками: в центральных районах глубоководной впадины обнаружены совершенно недеформированные, практически горизонтально залегающие осадки; в окраинных районах глубоководной впадины и в области материкового склона на разрезах НСП отмечаются складчатость и нарушения осадочных слоев.

Большой фактический материал о слоях в осадочной толще получен при ГСЗ, хотя главной задачей этих работ было выяснение основных черт глубинного строения Черноморской впадины. Следует отметить, что метод ГСЗ при изучении строения осадков в глубоководной впадине пока имеет преимущество перед остальными сейсмическими методами по глубинности исследования. А с внедрением в последние годы в практику исследований ГСЗ методики работ с пневматическими излучателями большой мощности и донными сейсмографами [Непрочнов и др., 1974] значительно повысилась детальность исследований ГСЗ и открылись новые возможности метода.

Совместный анализ материалов всех сейсмических экспедиций ГСЗ, проведенных ИО АН СССР с 1957 по 1968 г., позволил расчленить осадочную толщу, выделить и проследить в пределах глубоководной впадины несколько сейсмических

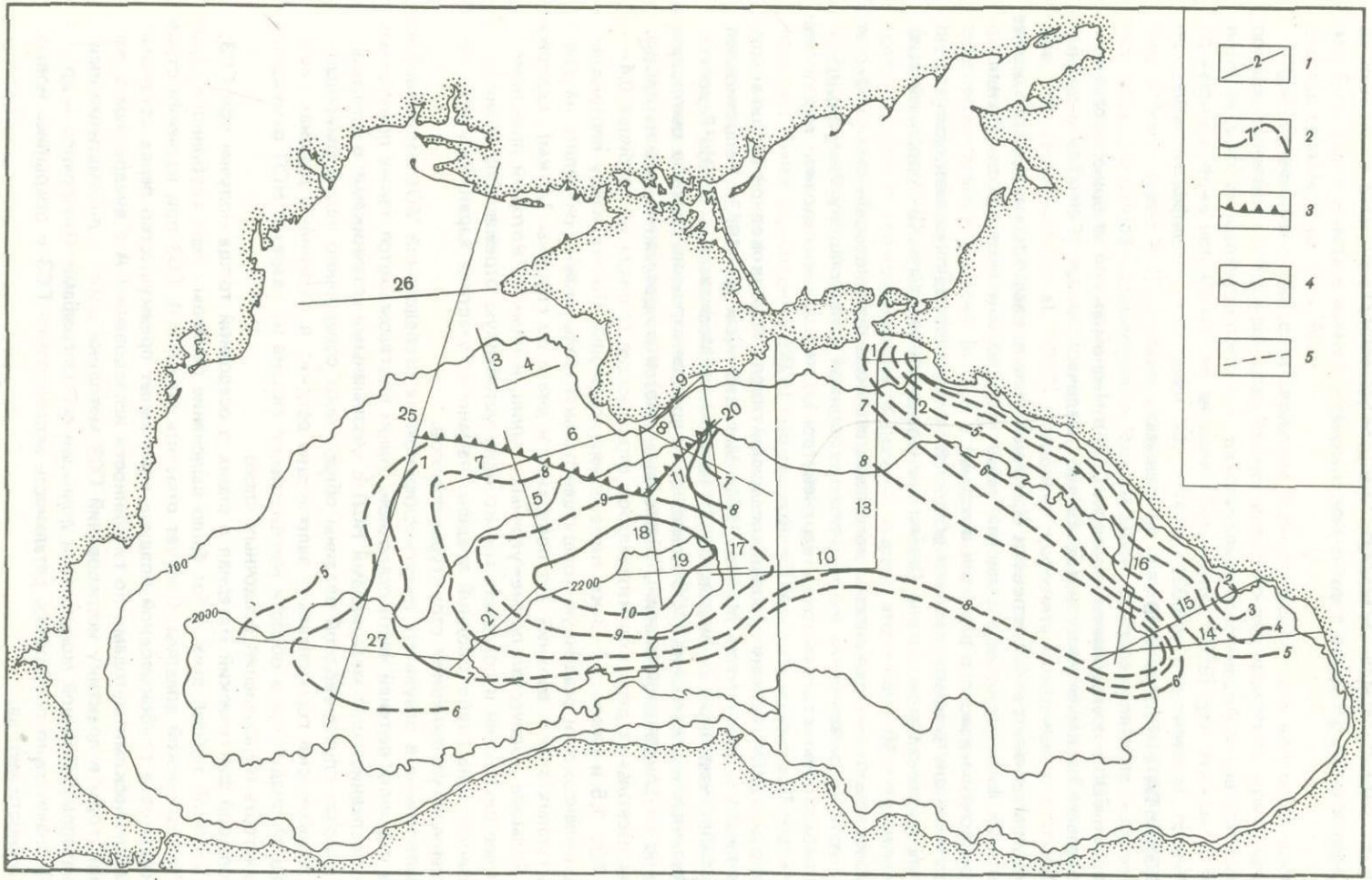


Рис. 46. **Расположение сейсмических профилей и глубин поверхности d_2^{oc}**

1 – профили ГСЗ и их номера; *2* – изолинии глубин (или мощностей), км; *3* – северная граница распространения слоя d_2^{oc}; *4* – изобаты, м; *5* – профили МОВ

границ. Основные из них – d_1^{oc} и d_2^{oc} со скоростями 3 и 4–4,5 км/с. Сопоставление данных ГСЗ и МОВ показало, что преломляющей границе d_1^{oc} со скоростью 3 км/с соответствуют интенсивные отраженные волны, выделенные на многих профилях МОВ. Поэтому данные МОВ использованы для экстраполяции горизонта d_1^{oc}.

Идентификация границы d_2^{oc} в разных районах Черноморской впадины условна, если учесть имеющиеся вариации скоростей. Однако, принимая во внимание сравнительную простоту и малую изменчивость строения осадочной толщи в центральных районах впадины, а также сходство кинематических и динамических характеристик сейсмических волн, соответствующих этой границе, отождествление возможно и при существующей детальности исследований.

СХЕМЫ МОЩНОСТЕЙ И ГЛУБИН ОСНОВНЫХ СЛОЕВ

На основе сейсмических данных построены схемы мощностей и глубин осадочных слоев: слоя осадков между границей со скоростью 4–4,5 км/с и поверхностью фундамента; слоя осадков между границами со скоростями 3 и 4–4,5 км/с; слоя осадков между поверхностью дна и границей со скоростью 3 км/с [Непрочнова, 1975].

Поверхность d_2^{oc} находится на глубинах от 3 до 10 км (рис. 46). Максимальная ее глубина совпадает с наибольшим прогибом фундамента и с областью максимальных глубин моря. Наибольшие мощности осадков ниже поверхности d_2^{oc} (до 8–9 км) не соответствуют самому глубокому залеганию фундамента, а смещены в юго-западную часть глубоководной впадины (рис. 47). В центральном и восточном районах моря мощность этого слоя осадков равна 5–7 км. Наименьшие мощности (2–3 км) отмечаются на поднятиях фундамента к югу от Крыма и Кавказа.

Глубина поверхности d_1^{oc} равна 2–4 км с наибольшими значениями также в центре котловины к югу от Крыма (рис. 48). Мощность слоя осадков между поверхностями d_1^{oc} и d_2^{oc} изменяется в сравнительно небольших пределах: от 3 до 5 км (рис. 49). Максимальные мощности приурочены к центральной части глубоководной впадины и совпадают с областью наибольшего прогиба фундамента.

Толщина слоя осадков, залегающего между поверхностью дна и поверхностью d_1^{oc}, изменяется от 1 до 2 км. Максимальные мощности совпадают с областью наибольшего прогиба поверхности d_1^{oc} (рис. 50). Этот слой осадков содержит большое количество промежуточных отражающих границ.

Хотя схемы несут интересную дополнительную информацию для восстановления истории геологического развития Черноморской впадины, несомненно, что данных о внутреннем строении осадков в Черном море явно недостаточно; требуются специальные детальные исследования строения осадков методом ГСЗ в глубоководной впадине с использованием новой методики с пневматическими излучателями. Примером применения таковой в целях уточнения строения осадков служат сейсмические работы 1973 г. в юго-западной части Черного моря, в районе, изученном в 1966 г. методом ГСЗ со взрывами. Основной задачей работ 1973 г. было получение сведений о тонкой структуре слоя со скоростью 4–4,5 км/с в области его максимальной мощности. В результате проведенных работ и интерпретации полученных сейсмических данных можно утверждать, что в низах осадочной толщи, под границей со скоростью 4 км/с, существуют по крайней мере три слоя, один из которых, возможно, является слоем пониженной скорости.

СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ОСАДОЧНОЙ ТОЛЩИ НА НЕКОТОРЫХ УЧАСТКАХ ЧЕРНОМОРСКОЙ ВПАДИНЫ

В 1974 г. на НИС "Академик Вавилов" осуществлено НСП в пяти районах планируемого глубоководного бурения на БС "Гломар Челленджер" (рис. 51). Работы выполнялись с аппаратурой типа "Спаркер" при рабочем напряжении около 6 кВ и интервалом излучения 10 с. Глубина проникновения упругих волн достигала 900 м, но чаще – 600 м.

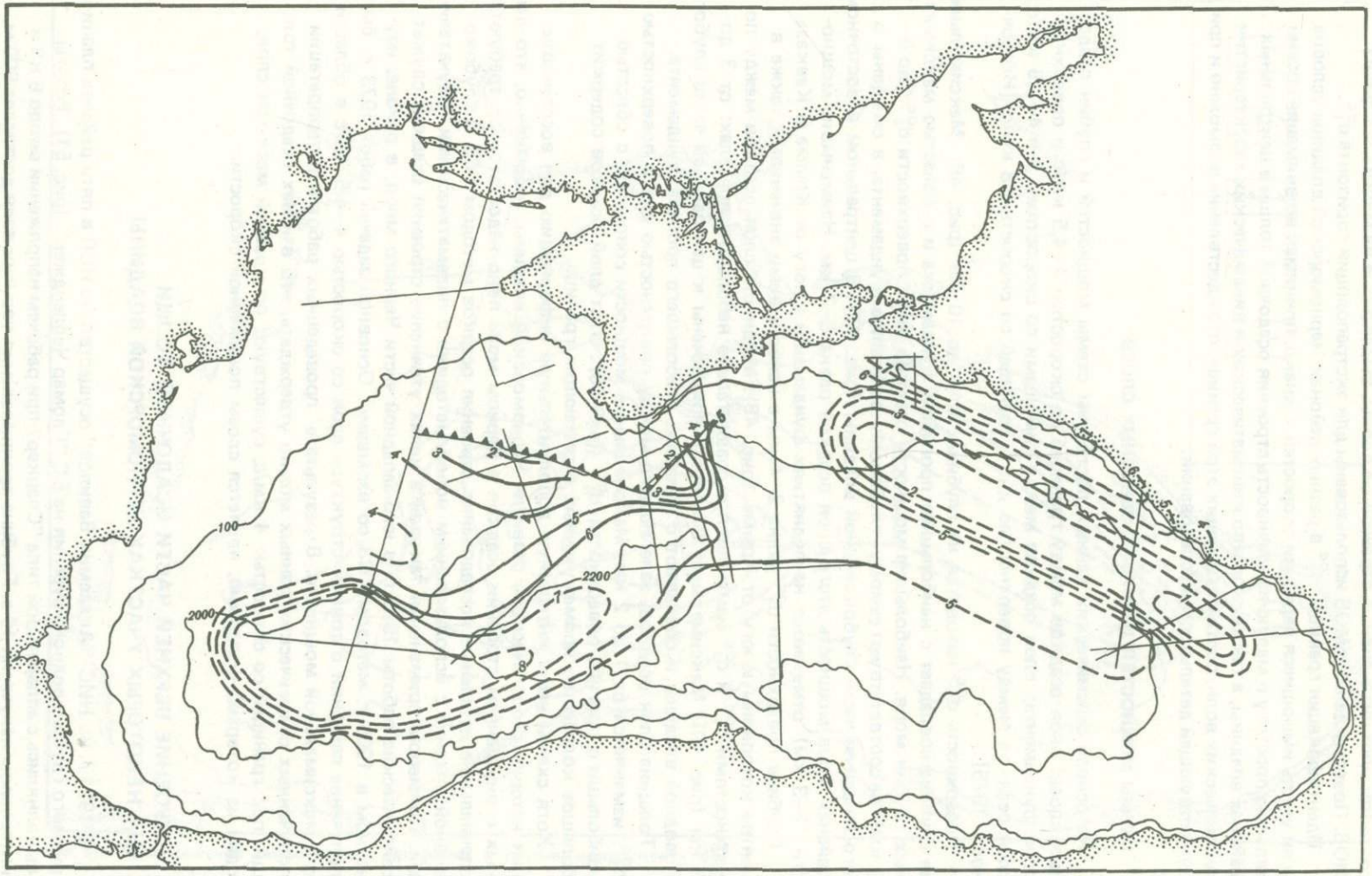


Рис. 47. **Схема мощностей осадков между поверхностью d_2^{oc} и фундаментом**
Условные обозначения см. на рис. 46

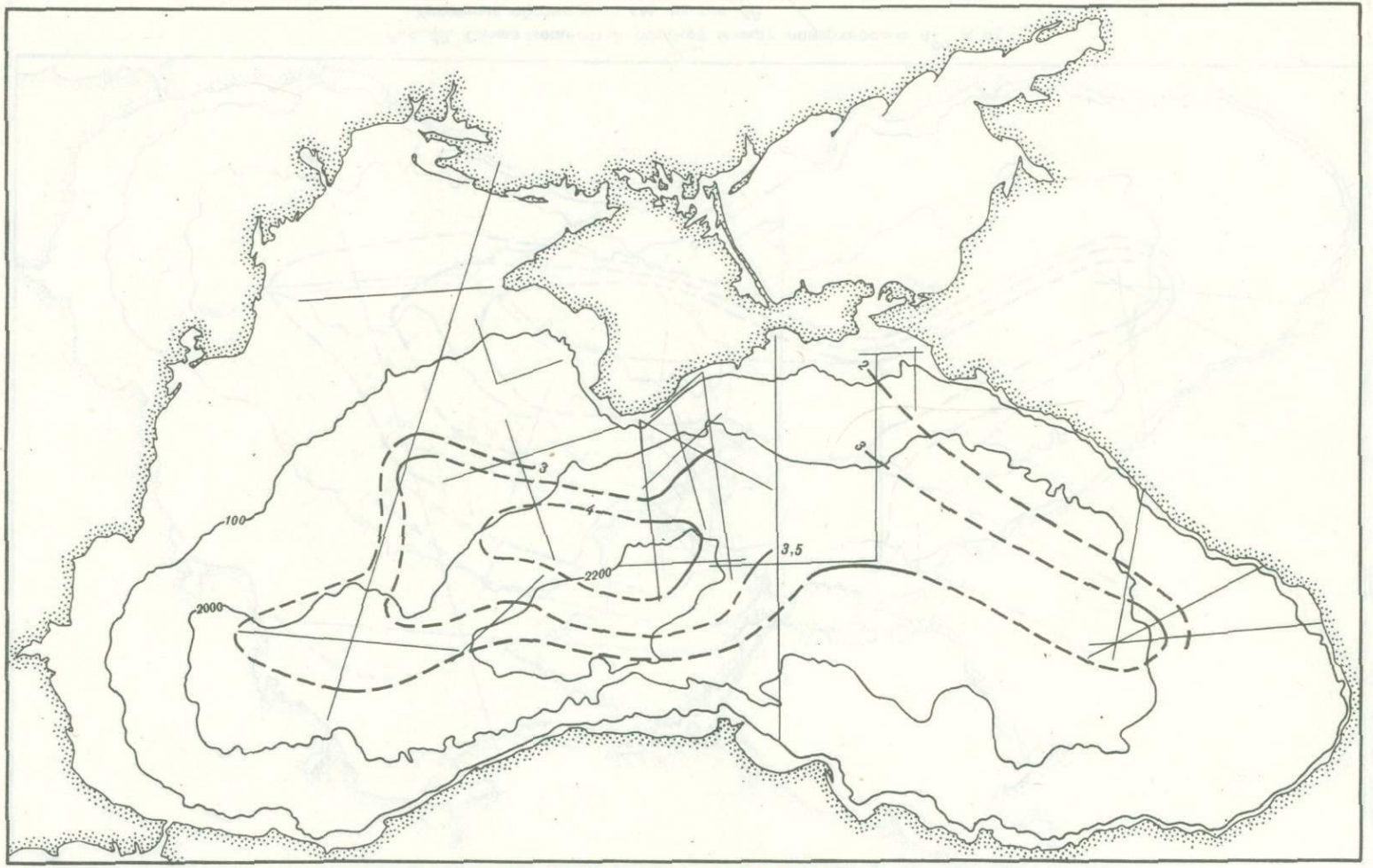


Рис. 48. **Схема глубин поверхности d_1^{oc}**

Условные обозначения см. на рис. 46

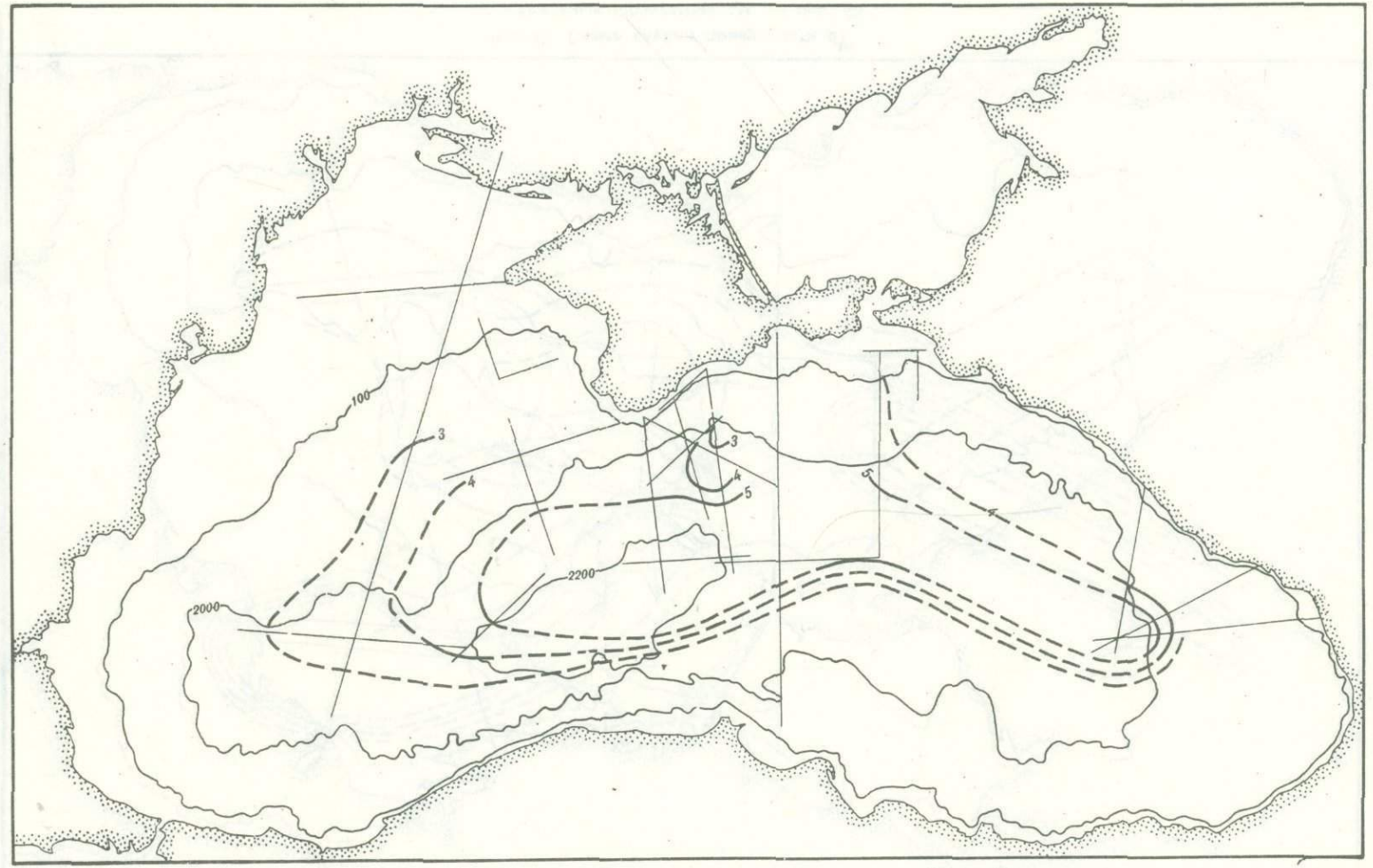


Рис. 49. **Схема мощностей осадков между поверхностью d_1^{oc} и d_2^{oc}**
Условные обозначения см. на рис. 46

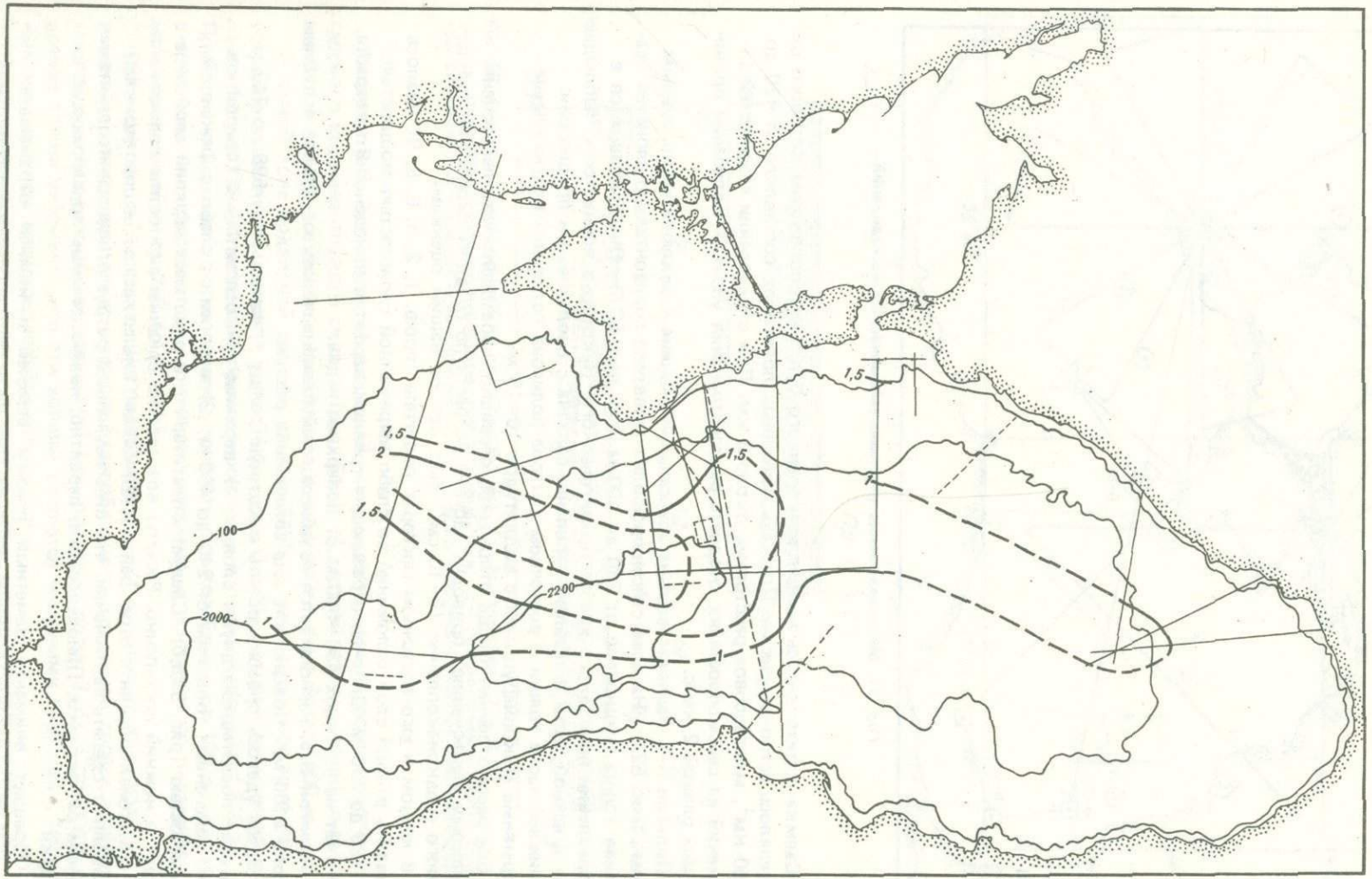


Рис. 50. **Схема мощностей осадков между поверхностью дна и d_1^{oc}**

Условные обозначения см. на рис. 46

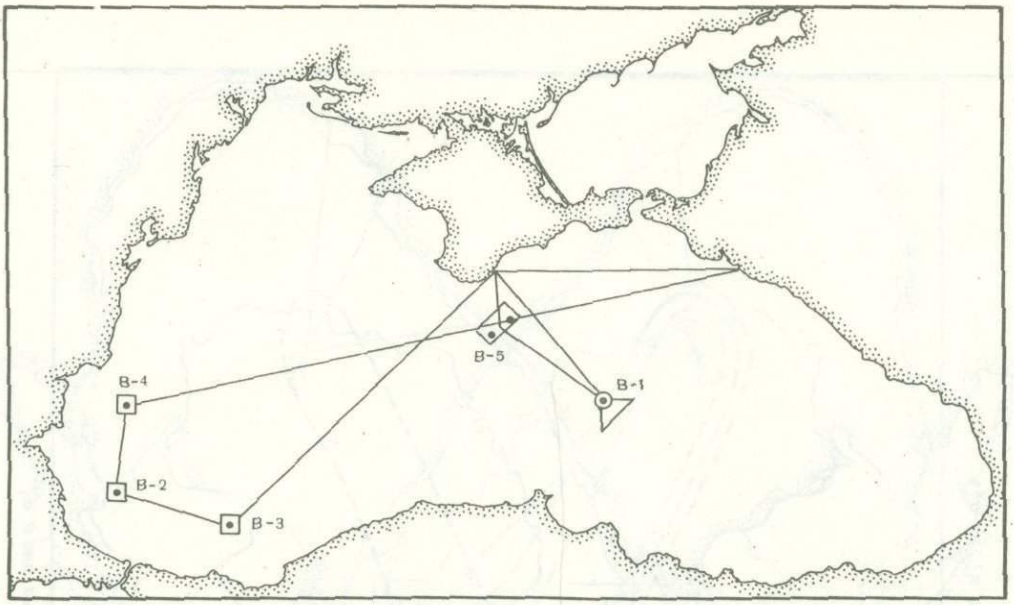


Рис. 51. **Местоположение участков сейсмических исследований**

Съемка производилась вокруг заякоренного буя, местоположение которого определялось астрономически. Площадь изученных полигонов составляла от 420 до 1150 км^2, межгалсовое расстояние около 3 км. При определении мощностей отложений на сейсмопрофилях скорость распространения упругих колебаний принималась равной 2 км/с.

Полигон В-1. Располагается на абиссальной равнине с исключительно ровным дном (рис. 52). На всех сейсмопрофилях выявлена горизонтально-слоистая осадочная толща мощностью от 240 до 400 м (см. рис. 52,*б*). Она сокращается в направлении подводного хребта Архангельского. Некоторая волнистость, наблюдаемая в южной части профилей, вероятно, связана с оползневыми процессами. В нижней части толщи в восточном секторе полигона встречены вертикальные разрывные микронарушения с амплитудой 10—15 м.

Вся рассмотренная толща отложений, очевидно, образовалась в плейстоцене. К такому заключению приводят расчеты возраста по средним скоростям голоценового осадконакопления (5—10 см/1 тыс. лет, по нашим оценкам).

В южном и юго-восточном секторах полигона (проф. 1, 2, 5, 6, 8, 9) удалось выявить второй слой отложений со слабо выраженной слоистостью мощностью от 120 до 360 м. Опорная отражающая граница, вероятно плиоценового возраста, залегает на глубинах 430—690 м от поверхности дна.

Полигон В-5. Располагается на абиссальной равнине, к югу от Крыма (глубины около 2100 м). Поверхность дна совершенно ровная.

Здесь удалось прозондировать осадочную толщу мощностью от 520 до 710 м, которая представлена двумя слоями: 1) верхним тонкослоистым с горизонтальным залеганием толщиной от 240 до 480 м; 2) нижним со слабо выраженной слоистостью (рис. 53,*а,б*). Следует отметить, что в ряде мест верхний слой переходит в нижний постепенно. Расчеты возраста по средним скоростям голоценового осадконакопления в этом районе (20—30 см/1 тыс. лет, по нашим оценкам) позволяют сделать заключение, что весь изученный разрез относится к плейстоценовым отложениям. Плиоценовыми, вероятно, являются лишь подстилающие их осадки.

Обращает внимание заметный подъем верхней и нижней отражающих границ на северном участке полигона: до 80 и 240 м соответственно (см. рис. 53, *б*).

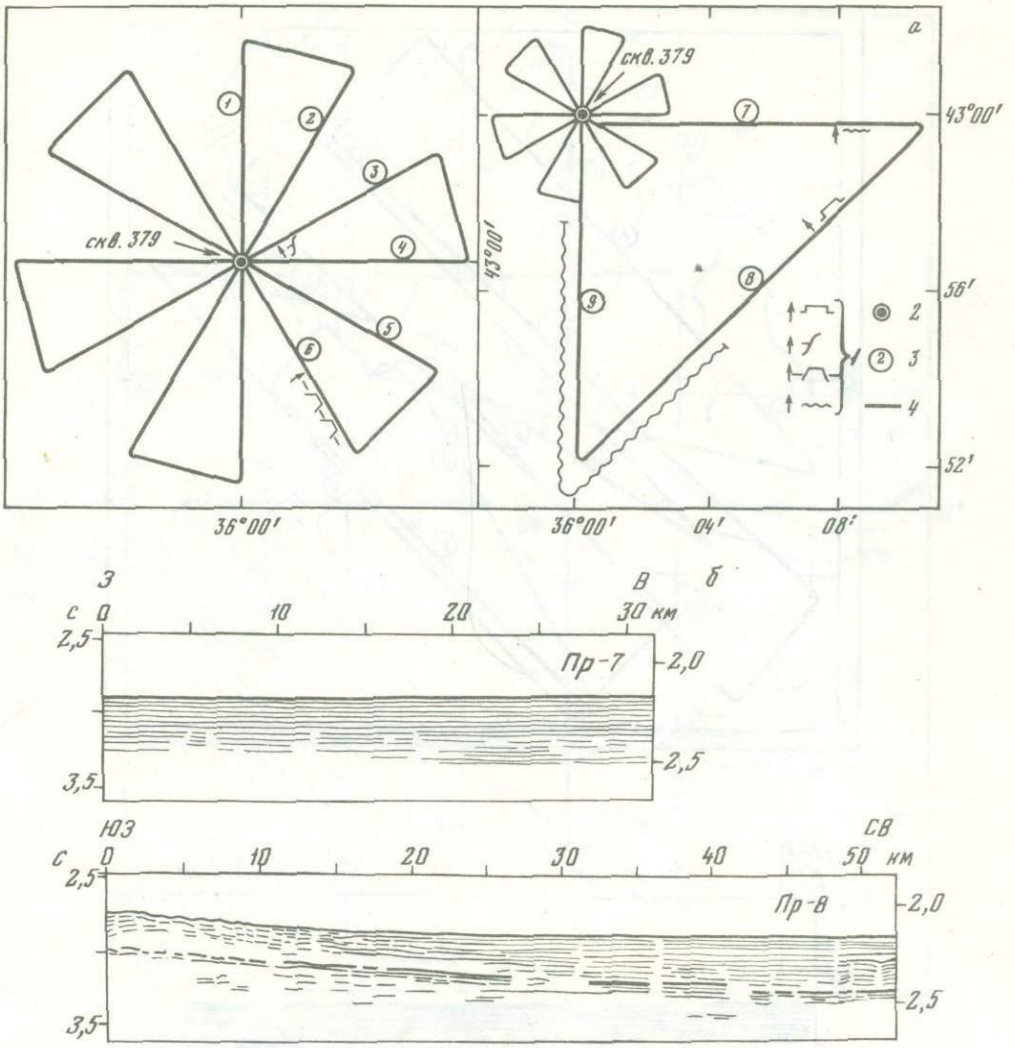


Рис. 52. **Схема сейсмопрофилей на полигоне В-1 (*а*) и сейсмопрофили 7 и 8 (*б*)**
1 — микротектонические нарушения разного характера; *2* — предполагаемое место бурения скважины; *3* — номера сейсмопрофилей; *4* — иллюстрируемые участки сейсмопрофилей

Полигон В-2. Располагается в средней части пологого слабо расчлененного болгарского континентального склона (рис. 54,*а*). В верхней его зоне хорошо выражены две подводные долины, сходящиеся в одну на глубине более 1400 м.

В осевой зоне подводной долины, глубже 1450 м, на продольных профилях уверенно выделяются два слоя (рис. 54,*б*, проф. 6 и 8), которые выклиниваются на ее бортах. Общая мощность прозондированных отложений достигает 590 м. При этом в верхнем тонкослоистом горизонте она колеблется от 100 до 250 м, а в нижнем — слабослоистом, сложенном, вероятно, в основном крупнозернистыми отложениями, — от 200 до > 500 м.

Сейсмопрофили, пересекающие подводные долины поперек их простирания, выявляют отчетливую тектоническую раздробленность осадочной толщи, наличие многочисленных разрывных нарушений (см. рис. 54,*в*, проф. 2, 4). Структура осадочной толщи указывает, что эти долины являются молодыми грабенами, сложенными в основном плейстоценовыми отложениями.

В выположенной верхней части склона выявлен мощный слой (до 820 м) спокойно залегающих тонкослоистых пологоволнистых отложений, подошвы которых

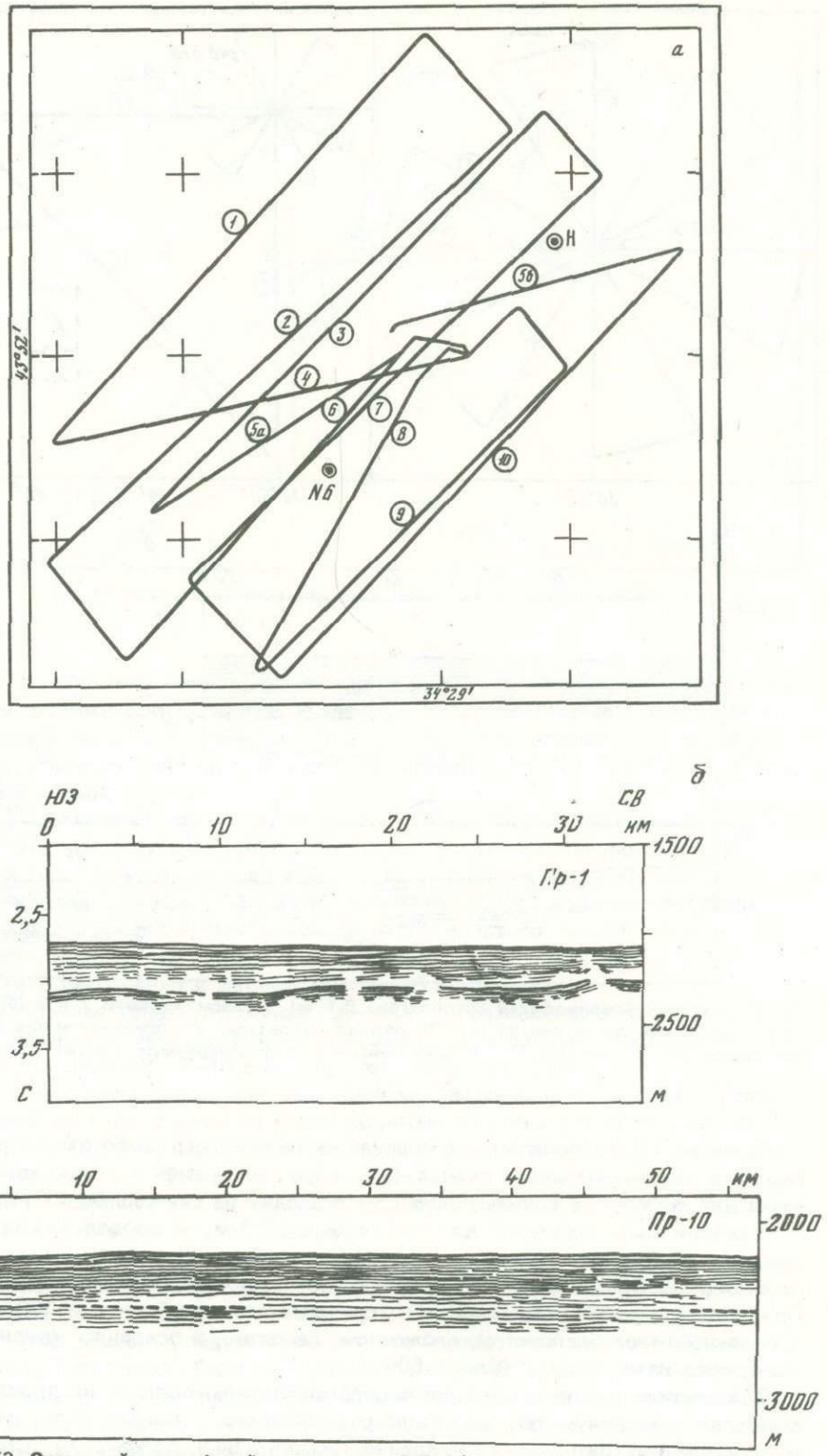


Рис. 53. **Схема сейсмопрофилей на полигоне В-5** (*а*) **и сейсмопрофили 1 и 10** (*б*)
Условные обозначения см. на рис. 52

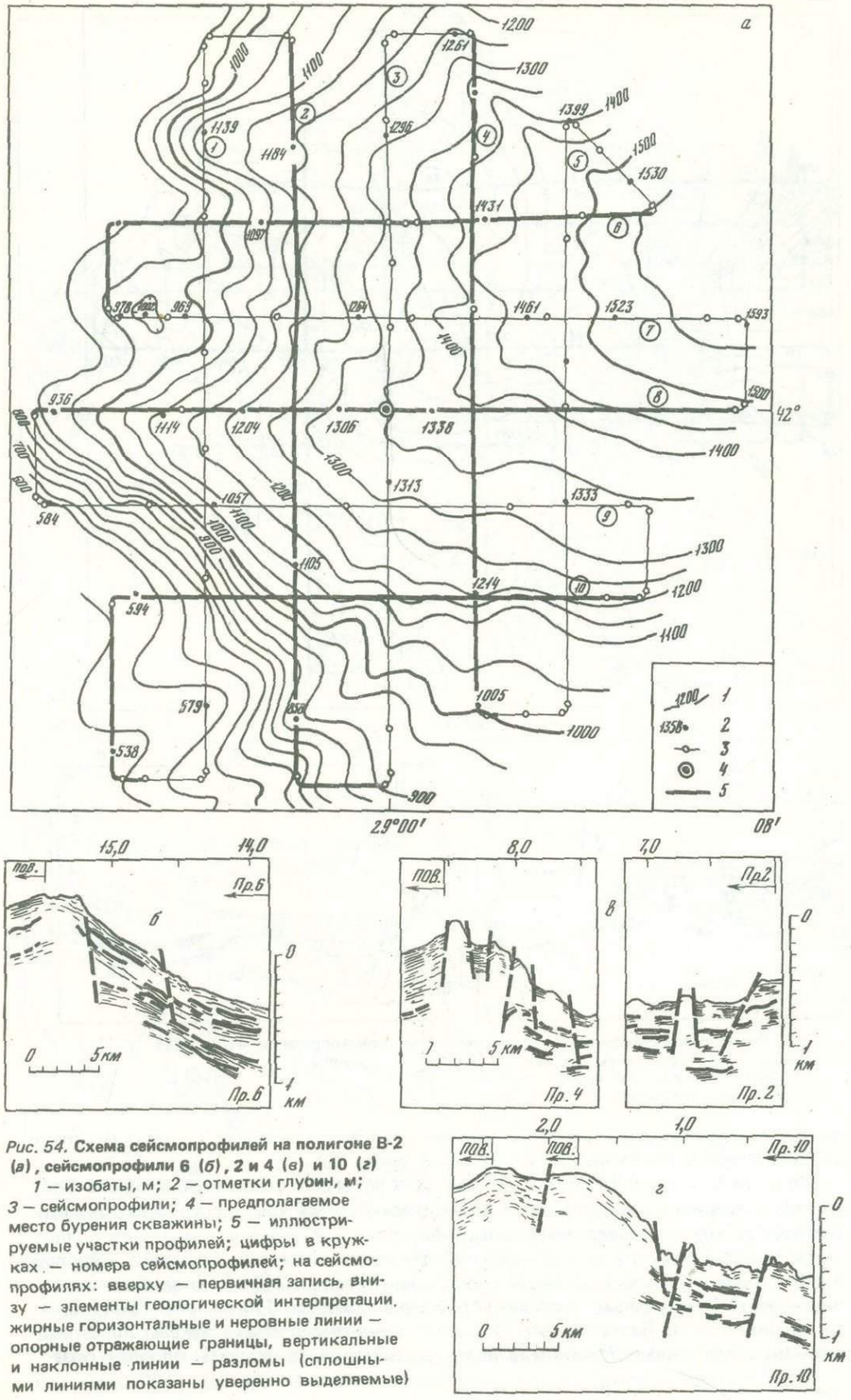


Рис. 54. **Схема сейсмопрофилей на полигоне В-2 (*а*), сейсмопрофили 6 (*б*), 2 и 4 (*в*) и 10 (*г*)**

1 — изобаты, м; *2* — отметки глубин, м; *3* — сейсмопрофили; *4* — предполагаемое место бурения скважины; *5* — иллюстрируемые участки профилей; цифры в кружках — номера сейсмопрофилей; на сейсмопрофилях: вверху — первичная запись, внизу — элементы геологической интерпретации, жирные горизонтальные и неровные линии — опорные отражающие границы, вертикальные и наклонные линии — разломы (сплошными линиями показаны уверенно выделяемые)

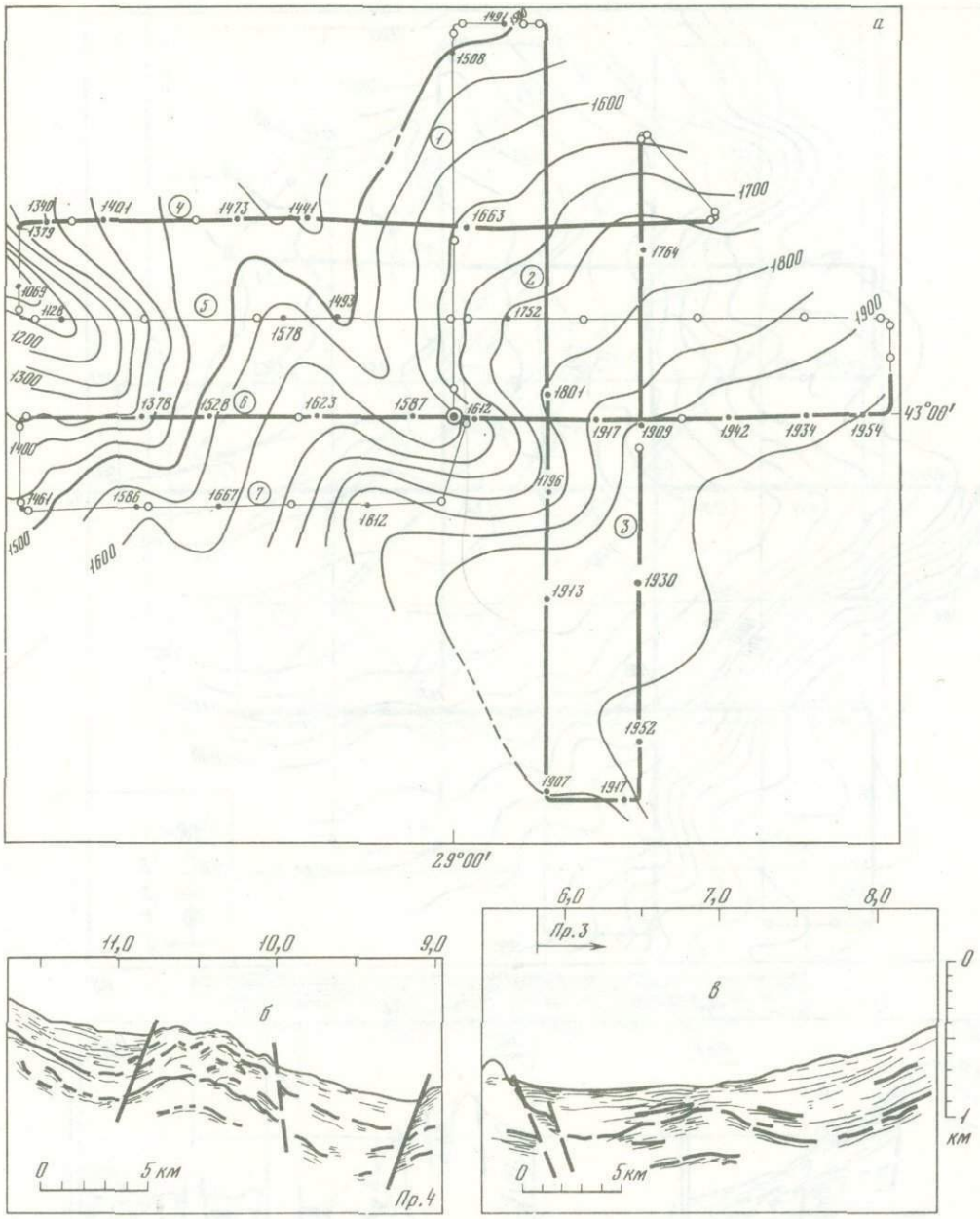


Рис. 55. **Схема сейсмопрофилей на полигоне В-4 (*а*), сейсмопрофили 4 (*б*), 2 (*в*)**
Условные обозначения см. на рис. 54

не удалось достигнуть. На крутом участке склона он сменяется перемятым комплексом осадков (оползни?) (см. рис. 54,*г*, проф. 10).

Полигон В-4. Располагается в нижней зоне пологого, слабо расчлененного болгарского континентального склона на траверсе Бургаса (рис. 55,*а*). Здесь простираются два хребта, разделенные подводной долиной.

На дне подводных долин обнаружены два слоя отложений: верхний тонкослоистый с горизонтальным залеганием слоев мощностью до 210 м; нижний, акустически почти "прозрачный" слабослоистый мощностью до 110 м (рис. 55,*б*). Они выклиниваются на бортах долин. Оба слоя, вероятнее всего, сложены плейстоценовыми отложениями. Местами выявлен третий слой (фрагменты опорной отра-

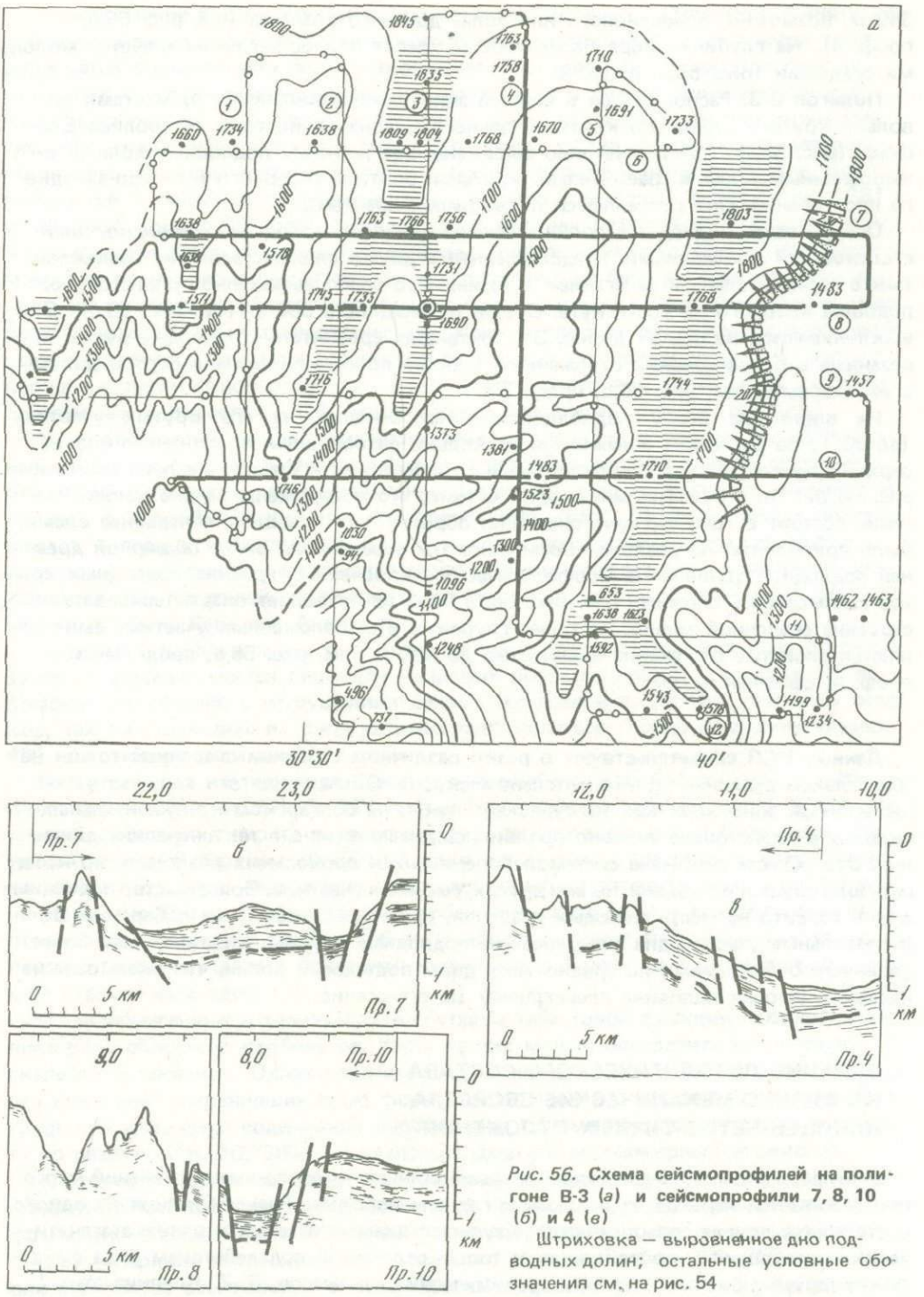


Рис. 56. **Схема сейсмопрофилей на полигоне В-3 (*а*) и сейсмопрофили 7, 8, 10 (*б*) и 4 (*в*)**

Штриховка — выровненное дно подводных долин; остальные условные обозначения см. на рис. 54

жающей границы найдены на глубинах до 410 м). Молодые разломы, секущие всю толщу, простираются вдоль бортов долин. Местами они выражены в современном рельефе дна в виде уступов высотой 40—60 м (рис. 55,*в*). Нередко наблюдаются смещения опорных отражающих границ. Таким образом, как и на полигоне В-2, подводные долины здесь развиты на месте весьма молодых грабенов, пересекающих склон в поперечном направлении.

На гребне хребта мощность тонкослоистых, очевидно, плейстоценовых отложений мала. Они подстилаются сейсмически "прозрачным" слоем толщиной в 300—

340 м, возможно, плиоценового или более древнего возраста (см. рис. 55,*б*, проф. 4). *На глубинах моря более 1900 м хребет полностью перекрывается молодыми* осадками (рис. 55,*в*, проф. 3).

Полигон В-3. Располагается в нижней зоне сложнорасчлененного, местами довольно крутого турецкого континентального склона (к востоку от пролива Босфор) (рис. 56,*а*). Здесь отчетливо выражены две крупные подводные долины с выровненным дном и сравнительно крутыми бортами северного и северо-западного простираний. Они разделяются подводными хребтами.

Осевые части подводных долин сложены наиболее молодыми, очевидно, плейстоценовыми отложениями, представленными двумя слоями: верхним тонкослоистым с горизонтальным залеганием и нижним со слабо выраженной слоистостью, подошва которого не достигнута. Общая их мощность 350 м (см. рис. 56,*б*). Они выклиниваются на бортах долин. Это, очевидно, сравнительно молодые русла, прорезанные в более древних отложениях, хорошо прослеживаемых у бортов долин в их низовьях (см. рис. 56,*б*, проф. 7,8).

На восточном борту подводной долины Сакарья, на его крутых участках (*до 20°*), *по разломам обнажаются несколько разнородных по строению слоев:* верхний тонкослоистый с горизонтальным залеганием и нижний неслоистый (см. рис. 56,*б*). По структуре они сходны с теми, что обнаружены на дне долин. Различие состоит в том, что они, очевидно, образовались раньше и в недавнее время были приподняты по разлому. Возможно, это образования более обширной древней подводной долины. На морфологически расчлененных гребнях подводных хребтов сейсмозапись сложная (см. рис. 56,*б*). Она не позволяет охарактеризовать строение осадочной толщи. На более глубоких и выположенных участках выявляются слоистые отложения мощностью до 400 м (см. рис. 56,*в*, продольный проф. 4, северная часть).

Данные НСП свидетельствуют о резко различном строении осадочной толщи на абиссальной равнине и континентальном склоне. Объясняется это тем, что в периферийной зоне моря как на турецком, так и на болгарском континентальных *склонах в плейстоцене активно проявились дизъюнктивные тектонические движения*. Эта область рассечена системой поперечных и продольных разломов, по которым шло опускание одних и подъем других, смежных участков. Большинство подводных долин развито на месте молодых грабенов, прослеживаемых и на побережье. Водораздельные участки дна, разделяющие подводные долины, чаще сложены более древними отложениями по сравнению с дном подводных долин, что указывает на недавнее (вторая половина плейстоцена) их опускание.

ВЛИЯНИЕ ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО СОСТАВА НА ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

В непрерывном 1075-метровом разрезе плиоцен-четвертичных отложений четко прослеживается переход от осадков к горным породам. Трансформация из одного *состояния в другое совершается в результате диагенетических и раннекатагенетических* превращений, протекающих в толще отложений под действием ряда факторов, например биохимических и геохимических процессов, *P, T*. Влияние этих факторов запечатлевается в таких свойствах отложений, как уплотненность, консистенция, прочность, объемный вес и т.п., объединяемых обычно под общим названием "физико-механические свойства".

Последовательное прослеживание изменений физико-механических свойств по разрезу способствует пониманию условий их формирования во времени и в совокупности с данными других видов исследований приводит к расшифровке диагенетического процесса, а следовательно, и к установлению стадий литогенеза. Это и было основной целью выполненных исследований.

Формирование физико-механических свойств "молодых" отложений в значительной мере зависит от их литологического состава, который в свою очередь контролируется обстановками осадконакопления. В основе понимания этой генетической связи между составом, условиями накопления и диа- и раннекатагенетическими преобразованиями лежит, естественно, детальная характеристика минералогических, гранулометрических и микроагрегатных частиц, глинистых минералов, структуры, текстуры и многих других качеств изучаемых отложений. Для этого имевшиеся в нашем распоряжении керны осадков и молодых пород из скв. 381 и 380/380А (около 70 проб) были детально изучены различными методами. Ниже приводится краткое изложение основных результатов литологических, геохимических и инженерно-геологических исследований, на базе которых сделаны выводы об условиях формирования физико-механических свойств. Визуальное, микроскопическое и химико-аналитическое изучение плиоцен-четвертичных отложений свидетельствует о широком распространении в них глинистых илов и глинистых пород с незначительной примесью кластического материала, карбонатов, скелетов диатомовых водорослей и ОВ (микрослойки сапропелей, рис. 57, см. вкл.).

Минералогический анализ крупноалевритовой фракции указывает на однообразный состав отложений. В тяжелой фракции устойчивым содержанием по разрезу отложений отличаются роговые обманки (зеленые), эпидот, магнетит, ильменит и гранаты. В легкой фракции алеврита преобладает кварц, много калиевых полевых шпатов и кислых плагиоклазов. Такое постоянство состава минералов отражает, во-первых, существование в течение всего времени накопления рассматриваемой толщи единой питающей провинции и, во-вторых, близость области сноса. Несомненно, это была Северная Анатолия.

Некоторое небольшое, но закономерное уменьшение содержания вниз по разрезу четко устанавливается лишь для калиевых полевых шпатов и эпидота. По-видимому, это связано с разрушением данных минералов в процессе диагенеза осадков, так как снижение их доли начинает чувствоваться только с глубины около 400 м от поверхности дна.

Из аутигенных компонентов большое значение в тяжелой фракции алеврита имеет пирит (см. рис. 57), $>$ 80% в отдельных образцах. Наблюдается четкое увеличение содержания пирита вниз по разрезу, причем здесь могут быть выделены три интервала. В верхнем (0—300 м) содержание пирита умеренное. Резкое увеличение его среднего содержания в тяжелой фракции алеврита начинается с глубины примерно 350 м от дна. Однако особенно много пирита в крупных фракциях отложений, залегающих глубже 550 м. Наиболее высокие значения характерны для пород с глубины 700 м и более, что коррелируется также и с относительно высоким содержанием здесь ОВ.

Из нетерригенных компонентов в составе алевритовой фракции отложений велика роль обломков карбонатов. Часть из них можно определить как остатки скелетов организмов. Однако значительное количество таких частиц имеет вид более или менее сохранивших свою форму кристаллов и о генезисе их судить пока трудно. В изменении содержания карбонатных обломков в легкой фракции алеврита по разрезу скв. 380/380А не удалось подметить закономерных изменений.

К второстепенным компонентам в алевритовой фракции относятся цеолиты и фосфатные частицы, представляющие собой, вероятно, фосфатизированные костные фрагменты и зубы. И цеолиты, и фосфатизированные частицы практически отсутствуют в верхних горизонтах исследованного разреза. Глубже 700—750 м от дна они становятся обычными, а в отдельных образцах их количество достигает нескольких процентов. Это может указывать на то, что в период накопления отложений нижнего интервала разреза темп сноса терригенного материала мог быть ниже, чем впоследствии. В связи с этим породы, залегающие глубже 700 м, оказались относительно обогащенными биогенными, возможно вулканогенными, аутигенными и другими нетерригенными компонентами.

Заканчивая характеристику минералогического состава крупноалевритовой фракции отложений, надо добавить, что нам не удалось подтвердить или опровергнуть наличие сидерита в изученных образцах.

Анализ глинистых минералов свидетельствует о полиминеральности глинистых отложений, составляющих основу плиоцен-четвертичного разреза. Для него характерны (в порядке убывания) следующие глинистые минералы: гидрослюды, смешанослойные образования гидрослюдисто-монтмориллонитового (иногда — хлоритового) состава, монтмориллонит, хлорит и каолинит (см. рис. 57). По особенностям распределения глинистых минералов разрез отложений подразделяется на три интервала. Верхний интервал (0—300 м) отличается четким преобладанием гидрослюды, наиболее высоким содержанием хлоритов и сравнительно небольшим количеством монтмориллонита и смешанослойных образований. На этом фоне обнаруживаются, конечно, колебания в содержании и характере отдельных минералов.

Ниже (300—550 м) роль гидрослюды и хлорита в составе глинистых минералов снижается. Гидрослюда несколько отличается по структуре, а возможно, и по составу. В этом интервале повышается доля монтмориллонита и смешанослойных образований с неупорядоченным характером переслаивания слоев, среди которых большое количество разбухающих. По составу глинистой части второй интервал можно рассматривать как переходный к третьему, начинающемуся примерно с глубины 550 м от поверхности дна. В этой части разреза отмечены самые низкие содержания гидрослюды и хлоритов и наиболее высокие средние содержания монтмориллонита и особенно смешанослойных образований. В составе глинистой части здесь впервые появляются цеолиты (около 3%). В формировании состава глинистой части третьего интервала основное значение играли начальные условия накопления осадков. Очевидно, в это время привнос терригенного материала был несколько слабее, чем в последующие периоды, но зато бо́льшую роль играли вулканогенный и биогенный факторы.

С относительно большей ролью вулканогенного фактора может быть связана повышенная монтмориллонитизация, особенно если учесть, что значительная часть пакетов монтмориллонита входит в состав смешанослойных образований. С этим же источником, возможно, связано и присутствие цеолитов. Несомненно, определенное влияние на формирование глинистой части отложений из низов разреза оказывало повышенное накопление ОВ. Коллоидные частицы его, участвуя в сорбционных процессах и обменных реакциях, способствовали образованию смешанослойной фазы.

Важную информацию о литологическом составе отложений и изменении его по разрезу дают биогенные компоненты — $C_{орг}$, $CaCO_3$, $SiO_{2\,аморф}$, а также окислы Ca и Mg.

В распределении $C_{орг}$ обращает на себя внимание сравнительно низкое среднее содержание (около 1%) его в отложениях верхних 700 м, хотя местами количество $C_{орг}$ достигает 5%. На этом фоне заметно обогащенными выглядят породы в интервале 700—900 м, где экстремальные количества $C_{орг}$ = 13,7%. Породы нижней части вскрытого разреза значительно беднее ОВ, но среднее содержание $C_{орг}$ в них в 2 раза выше, чем в покрывающих отложениях.

Распределение $CaCO_3$ в невысокой степени коррелируется с $C_{орг}$, хотя определенные черты сходства имеют место. Это сходство проявляется лишь в общей тенденции сначала к увеличению карбонатности вниз по разрезу, а в нижней его части вновь к уменьшению. По низкому содержанию $CaCO_3$ четко выделяется верхняя часть разреза (0—300 м), где средняя карбонатность отложений всего 13%. Вместе с тем в отдельных слоях содержание $CaCO_3$ достигает 45%.

Значительное повышение средней карбонатности (до 32%) происходит в отложениях ниже 300-метровой глубины Здесь значительно повышаются экстремальные содержания $CaCO_3$ ($> 60\%$) в отложениях отдельных прослоев, возрастает и среднее их количество во всем интервале. Надо отметить и резкую изменчивость карбонатности осадков в его пределах. Карбонатные прослои чередуются с прослоями, резко обедненными $CaCO_3$, где содержание этого компонента может быть $< 10\%$.

Некоторое снижение общей карбонатности до 29% в среднем наблюдается в отложениях, залегающих в интервале от 650 до 850 м. Однако сразу же под этим горизонтом лежит толща почти 100-метровой мощности, где средняя карбонат-

ность превышает 50%. Наконец, породы самых низов вскрытого скв. 380А разреза обладают наименьшей средней карбонатностью (8,7%).

Под сканирующим электронным микроскопом в изученных карбонатах были обнаружены редкие остатки известковых скелетов, имеющих достаточную сохранность. Большая же часть их представлена кристаллитами различной формы, а следовательно, и генезиса. Среди этих образований удлиненные, более тонкие кристаллы представлены, по-видимому, арагонитом, а призматические — кальцитом. Однозначно решить вопрос о первично биогенной или хемогенной природе сейчас не представляется возможным. Часть карбонатов, безусловно, имеет обломочное происхождение, на что указывает их неправильная обломочная форма. Однако в большей части изученных образцов преобладает первично биогенный карбонат кальция.

Для распределения $SiO_{2\,аморф}$ по разрезу скв. 380/380А характерно в общем небольшое его содержание (около 1%) в отложениях вплоть до глубины 700 м от дна, а отдельные экстремальные значения в изученных нами образцах достигают только 2%. Такое положение находится в кажущемся противоречии с тем, что было выявлено при описании этих отложений под микроскопом на борту судна. То заметное количество обломков диатомовых водорослей, которое обнаруживалось при этом, дает незначительную массу кремнезема. Его количество в объеме, занимаемом скелетами диатомей, мало по сравнению с количеством глинистого материала, заключенном в том же объеме. Однако, относя такие осадки к тому или иному литологическому типу, с нашей точки зрения, необходимо руководствоваться все же содержанием $SiO_{2\,аморф}$, его массой. Поэтому отложения, заключающие лишь несколько процентов $SiO_{2\,аморф}$, в принципе нельзя называть диатомовыми илами или диатомовыми глинами. Это тем более было бы неправильным, поскольку надо учесть, что часть $SiO_{2\,аморф}$ уже в отложениях верхней части разреза представлена бесструктурным веществом, формирующимся в результате быстрого растворения скелетов диатомей в щелочной среде.

Значительно более обогащены $SiO_{2\,аморф}$ отложения, залегающие в интервале 700—900 м от поверхности дна. Среднее содержание этого компонента здесь составляет 5,75%, а экстремальные значения — 9%. Несмотря на кажущееся обилие скелетов диатомовых, эти отложения, однако, нельзя называть даже слабокремнистыми. Установлено, что здесь наряду с сохранившимися фрагментами скелетов водорослей много кремнезема представлено аморфной фазой. Часть кремнезема уже преобразована и представлена глобулами кристобалита. В отложениях самых нижних горизонтов вскрытого разреза (ниже 900 м) количество кремнезема снова уменьшается (в среднем до 1,2%). Как правило, в низах разреза уже нет обломков скелетов диатомей, сохранивших биогенную структуру.

Из-за низкого содержания $SiO_{2\,аморф}$ невозможно выделить среди наших образцов такие, которые следовало бы назвать типично диатомовыми.

Исследованные отложения характеризуются сравнительно низкой общей магнезиальностью и за исключением некоторых пачек в средней и нижней частях разреза имеют сравнительно мало окислов кальция.

Таким образом, использованные для изучения физико-механических свойств пробы плиоцен-четвертичных отложений представлены существенно терригенными, главным образом глинистыми осадками или породами, среди которых имеются известковистые и сильноизвестковистые глинистые илы или глины и мергели. Отложения, содержащие большое количество $SiO_{2\,аморф}$, сидеритов или доломитов, в нашей коллекции не представлены. По характерным особенностям литологического состава в интервалах 342—408 и 732—870 м выделены соответственно верхняя и нижняя сапропелевые пачки, а в интервалах 456—648 и 770—950 м — верхняя и нижняя карбонатные пачки.

Терригенный и преимущественно глинистый состав плиоцен-четвертичных отложений подтверждают гранулометрический и ультрагранулометрический анализы. Как в разрезе скв. 381, так и в разрезе скв. 380/380А более 70% отложений составляет фракция $< 0{,}01$ мм, в которой на микронную (глинистую) фракцию приходится от 45 до 80% элементарных частиц. Лишь в небольшом числе горизонтов определено повышенное содержание частиц алевритовой размерности. Мик-

ронная (< 0,001 мм) фракция заключает в себе много коллоидных (< 0,22 мкм) частиц). Содержание последних обычно коррелируется с общим количеством глинистой фракции, а также с содержанием монтмориллонита и смешаннослойных образований. Уменьшение дисперсности глинистых отложений в некоторых горизонтах разреза обусловлено присутствием скелетов диатомовых водорослей и в какой-то степени карбонатного материала.

В зависимости от литолого-минералогического, в частности гранулометрического, состава находятся структура и текстура отложений. Эти свойства изучались с помощью микроагрегатного анализа в специально приготовленных образцах под сканирующим электронным микроскопом путем определения пористости и прочности структурных связей между частицами. Микроагрегатный анализ показал широкое развитие в отложениях агрегатов до 0,005 и крупнее 0,005 мм. Первые чаще всего отмечаются в верхней половине разреза, вторые — в его низах.

Агрегаты крупнее 0,005 мм определены почти во всех отложениях, содержащих диатомовые. Крупные, устойчивые в водной среде агрегаты встречаются, как правило, в самой нижней части разреза и изредка в образцах, обогащенных карбонатами.

Возрастание степени агрегированности частиц вниз по разрезу сопряжено с уменьшением в этом же направлении их пористости. Кроме того, отмечено, что пористость выше в тех отложениях, в составе которых установлены более высокие содержания скелетов диатомовых водорослей или сапропелей. Увеличение карбонатности понижает пористость отложений. Однако в целом величина пористости закономерно уменьшается вниз по разрезу.

Электронно-микроскопическое изучение характера ориентации элементарных частиц и образованных ими микрослойков свидетельствует о структурно-текстурных преобразованиях в толще отложений, начиная с глубин 200—238 м. Выше этого интервала частицы располагаются чаще всего хаотично или под значительным углом к плоскости напластования. В интервале 238—304 м наряду с горизонтами с упорядоченной ориентировкой частиц постоянно встречаются прослои с отсутствием какой-либо ориентировки их или с микрослойками, круто наклоненными к плоскости напластования.

Ниже 304 м слои с хаотичным расположением частиц или микрослойков уже не фиксируются, они приобретают обычно ясную слоистость и характеризуются согласной ориентировкой элементарных частиц. Слоистая мезо- и микротекстура отложений в низах разреза проявляется во всех литологических разностях без исключения.

Несомненно, что примерно до глубины 200 м главным структурно- и текстурнообразующим фактором является литологический состав отложений, а в более глубоких горизонтах — диагенетические процессы и давление.

Комплекс инженерно-геологических исследований включал определение физических и физико-механических свойств отложений. По результатам изучения физических свойств (влажность, удельный и объемные веса, скорость прохождения звуковых волн, фильтрация и т.п.) выявлены количественные показатели таких важнейших свойств отложений, как пластичность, консистенция и уплотненность.

Анализ величин естественной влажности (W_e) показывает, что, несмотря на различия в составе отложений, общей тенденцией является заметное убывание их вниз по разрезу. Наиболее увлажненные отложения залегают в верхах разреза до глубины примерно 40 м. Ниже, до 170-метровой отметки, дегидратация глинистых илов представляется исключительно интенсивной (от 57 до 30%). Процесс обезвоживания прослеживается и далее вниз по разрезу, но темп ее не такой высокий. На этом фоне горизонты с повышенным содержанием диатомовых водорослей или сапропелей отличаются большей W_e, а с повышенной карбонатностью — более низкими показателями ее.

Определение верхнего (W_f) и нижнего (W_p) пределов пластичности позволило рассчитать число пластичности (M_p). Выяснилось, что $W_e > W_f$ только до глубины 40 м, следовательно, осадки здесь находятся в скрытотекучем состоянии. На глубине около 503 м $W_e < W_p$, отложения становятся слабопластичными. Рас-

четы влажности гигроскопической (W_e) и коэффициента влажности (относительная влажность W_c) – K_w указывают на наличие в порах отложений из верхних слоев разреза (до глубины 170 м) большого количества газа, который в более глубоких горизонтах (285–304 м и ниже, где $K_w = 1$) в таких дозах не фиксируется. Во всех образцах из скв. 381 и 380/380А по величине пластичности рассчитывались показатель консистенции (В) и обратная ему величина – показатель уплотненности (K_d). В соответствии с полученными данными верхние 40 м отложений сложены скрытотекучими осадками ($B > 1$; $K_d < 0$); в интервале 40–230 м отложения находятся на начальной стадии уплотнения и характеризуются переменчивой – то мягко-, то тугопластичной консистенцией ($0 \leqslant B \leqslant 1$; $0 \leqslant K_d \leqslant 1$). На глубине 238–315 м (скв. 380/380А) они уплотняются настолько, что становятся, как правило, полутвердыми или даже твердыми горными породами ($B < 0$; $K_d > 1$). Глубже 466 м, до самого забоя, все отложения приобретают твердую консистенцию и высокую степень уплотненности.

В изменении по разрезу отложений удельного веса (γ), а в ряде случаев и объемного веса влажных образцов естественного сложения (Δ) и объемного веса скелета ненарушенного образца (σ) ведущую роль играют особенности литологического состава этих образцов. Тем не менее с увеличением глубины объемные веса возрастают и даже весьма существенно. По этим же причинам варьируют скорости звука (V_p) и коэффициент фильтрации (Е). Следует лишь подчеркнуть, что водопроницаемость глинистых илов уже на глубине 124–171 м представляется исключительно низкой.

Физико-механические свойства определялись для отложений верхнего 700-метрового интервала разреза. При этом исследовались пластическая прочность, прочности на сдвиг и на сжатие, модуль упругости, прочность единичного контакта между глинистыми частицами, некоторые деформационные показатели и т.п. Полученные данные хорошо согласуются с результатами других видов исследований и подтверждают правильность выделения в изученном разрезе трех зон, характеризующихся различными уровнями литификации.

В самом верху (0–190 м), где залегают терригенные илы, отложения обладают незначительными в среднем величинами пластической прочности (около 1 кг/см^2), прочности на сдвиг (0,4 кг/см^2), на сжатие (около 0,6 кг/см^2), модуля упругости (30 кг/см^2) и прочности единичного контакта ($0{,}2 \times 10^{-2}$ дин). Илы имеют очень высокие значения объемной усадки (29–33%) и полностью распадаются на отдельные частицы в дистиллированной воде уже в первые 3 ч.

В интервале 190–310 м отложения, представленные достаточно монотонной по составу глинистой толщей, приобретают свойства, отличающие их как от вышележащих, так и от подстилающих глинистых образований. Ее особенностью можно считать наличие горизонтов с физико-механическими свойствами рыхлых осадков, но вместе с тем обнаруживаются и более плотные слои. Вследствие этого средние значения увеличиваются: для пластической прочности до 2,4, прочности на сдвиг – до 0,6–0,7, на сжатие – до 1,3, модуля упругости – до 75 кг/см^2, а вот прочность единичного контакта в отложениях этого интервала весьма мала – в среднем только $0{,}09 \times 10^{-2}$ дин. Низкие величины объемной усадки и степени размокаемости также свидетельствуют о недостаточно большой уплотненности отложений.

В нижней зоне (глубже 310 м) физико-механические свойства отложений достигают значений, существенно превышающих значения их в двух верхних зонах. Так, пластическая прочность достигает 6,5, прочность на сдвиг – 3–5, на сжатие – 2–10, модуль упругости – 180 кг/см^2, прочность единичного контакта – $8{,}18 \times 10^2$ дин. Отложения этой зоны очень слабо взаимодействуют с дистиллированной водой: за 17 сут пребывания в воде их поверхность слегка растрескалась, начала шелушиться, но монолиты не деформировались и сохранили свою форму. Эти принципиально отличные характеристики позволяют отнести отложения глубже 310 м к типичным горным породам.

Несмотря на столь очевидное подразделение разреза по степени прочности, размокаемости, по интенсивности объемной усадки и по ряду других особенностей

на три главных зоны (интервала), в его составе имеются слои, выпадающие по своим физико-механическим свойствам из этой схемы. Аномальные отклонения тех или иных параметров бывают как в ту, так и в другую сторону. Например, в толще осадков обнаруживаются очень плотные слои, прочность которых в 2–3, а то и в 4 раза выше, чем плотность и упругость покрывающих или подстилающих отложений. В интервале распространения горных пород встречаются отложения с весьма низкими величинами прочности и упругости. Анализ этих аномальных отклонений показывает, что причиной каждого из таких случаев служат особенности литологического состава. Повышенное содержание в илах карбонатного или кремниевого материала значительно увеличивает, а ОВ очень сильно понижает прочность отложений.

Проведенные исследования показывают, что в формировании физико-механических свойств плиоцен-четвертичных отложений существенная роль наряду с процессами диагенеза и раннего катагенеза принадлежит их литологическому составу. Можно совершенно однозначно утверждать, что в верхнем примерно 300-метровом интервале существенно глинистых отложений, характеризующемся исключительно неравновесным физико-механическим состоянием, главную роль в превращениях играют специфические особенности их литологического состава. Контрастные отличия в свойствах, которые выявлены в некоторых слоях этой верхней толщи, полностью обусловлены наличием в составе таких горизонтов в значительном количестве компонентов с резко различными свойствами. Прежде всего это относится к присутствию того или иного количества ОВ (сапропелей), пелитоморфного карбонатного материала и $SiO_{2\,аморф}$. Установлено, например, что если в каком-либо горизонте отмечено повышенное содержание ОВ, то это обычно приводит к сильному понижению прочностных свойств, повышению влажности и пластичности и т.п. В случае повышенного содержания карбонатов или $SiO_{2\,аморф}$ в отложениях возникают очаги ранней цементации, повышается их плотность, компактность, и в конечном итоге они приобретают большую прочность.

Различиями в составе отложений объясняются и колебания их структурно-текстурных характеристик, в частности пористости и степени ориентации элементарных частиц.

Совершенно другая картина наблюдается в отложениях ниже 310 м. Еще во второй зоне, где глинистые отложения в значительной мере утрачивают свойства осадков, но еще не становятся "нормальной" горной породой, виден начальный механизм преобразования отложений под действием диагенетических процессов и давления вышележащей толщи.

Главным результатом такого воздействия следует, очевидно, считать изменение пространственной ориентации глинистых частиц, приобретение ими ориентировки в плоскости напластования, т.е. переход от хаотичного к упорядоченному положению. Это явление сопровождается сближением частиц и, следовательно, значительным усилением структурных связей, особенно в низах этой толщи (285–310 м). Все это обусловливает в свою очередь более интенсивное отжатие поровой воды и в конечном итоге возрастание горного (статического) P. При дальнейшем увеличении мощности вышележащих отложений горное P начинает восприниматься только твердыми частицами, т.е. скелетом отложений. К величине горного P здесь прибавляется также вес (давление) столба воды. В итоге ориентированность частиц в плоскости напластования быстро нарастает, книзу резко снижаются пористость и влажность и увеличиваются структурные связи между частицами. Именно здесь появляются первые признаки карбонатного и кремниевого цемента, возникшего в результате совокупного действия геохимических процессов (растворение скелетов диатомей в щелочной среде; образование $SiO_{2\,аморф}$ и кристобалита; окисление ОВ, массовое появление глобул сульфидов Fe и т.п.) и горного P.

Дальнейшее увеличение прочности отложений, залегающих в третьей зоне (ниже 310 м), и в целом весь ход дальнейшего превращения их в горные породы в значительной степени связан с влиянием геохимических реакций и P. В этих превращениях уже начинает сказываться возрастающее книзу влияние T недр. Вниз по разрезу зоны горных пород постепенно, но неуклонно возрастает прочность от-

ложений, цементация, необратимая агрегированность частиц коллоидной и глинистой размерности, количество новообразованных минералов, например пирита, цеолитов, более интенсивное разрушение некоторых кластических минералов и т.д. В зоне горных пород, следовательно, на первый план выходят такие факторы, как *P, T*, геохимические процессы, а значение повышенного количества в этой существенно глинистой, но все же неоднородной толще каких-либо характерных включений практически сводится на нет.

ПОПУТНЫЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИЗМЕРЕНИЯ В РЕЙСЕ 42Б БС "ГЛОМАР ЧЕЛЛЕНДЖЕР"

По всему маршруту БС "Гломар Челленджер", кроме шельфовых областей, были выполнены эхолотирование, магнитные измерения и НСП на скорости около 10 узлов. НСП проводилось с помощью пневматических источников типа "Болт". Обычно работали два пневмоизлучателя объемом 165 и 660 см^3. Регистрация велась в полосе частот 40–160 Гц на двух временных развертках: 5 и 10 с. Сейсмические данные здесь приводятся в виде уменьшенных фотокопий оригинальных записей (*временная шкала* 5 *с*).

Измерения магнитного поля выполнялись протонным магнитометром (тип "Вариан"). Значения магнитного поля снимались с пятиминутным интервалом. Магнитные данные перфорировались на берегу, обрабатывались на ЭВМ и редактировались сравнением с оригинальными аналоговыми записями в Центре геологических данных Скриппсовского института океанографии США.

Данные о глубинах по маршруту получались 12-килогерцевым эхолотом, считывались с записей с пятиминутным интервалом и обрабатывались на берегу, аналогично магнитным данным. Профили рельефа дна вместе с магнитными данными приведены на рис. 58.

Босфорский пролив – скв. 379. Маршрут судна от Босфорского пролива до скв. 379 был почти прямолинейным. Он пересекал шельф и материковый склон Черноморской впадины, проходил вдоль подножия склона и далее в центральную часть глубоководной котловины.

Профиль материкового склона очень крутой. Верхняя часть склона, по-видимому, образована сбросом, так как хорошо выделяющиеся на записях НСП слои в осадках на шельфе резко обрываются (рис. 59). Нижняя часть склона характеризуется очень резкими, изменчивыми формами рельефа дна; осадки здесь смяты в складки и осложнены многочисленными нарушениями. Магнитное поле в районе склона также изменчиво, но эти изменения менее резкие, чем рельеф дна.

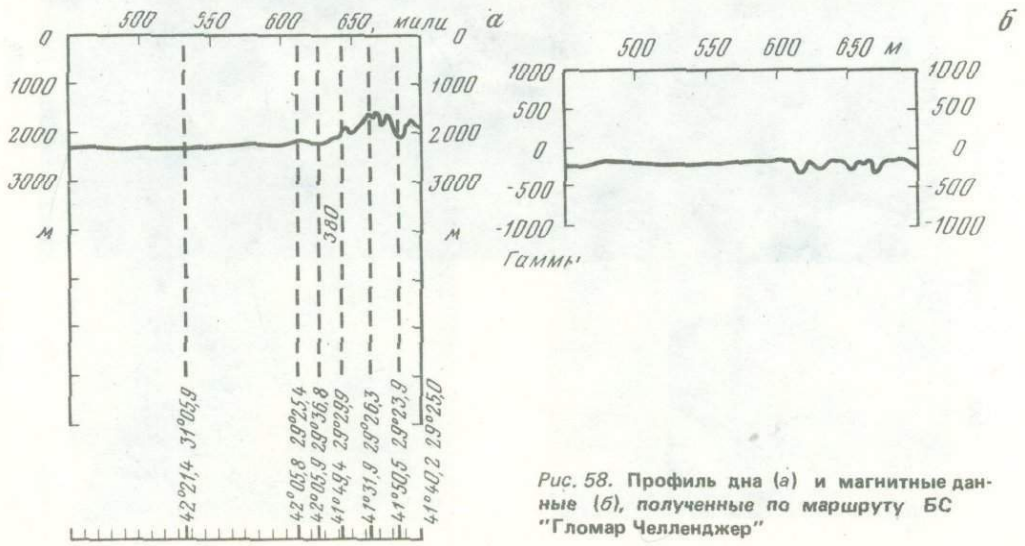
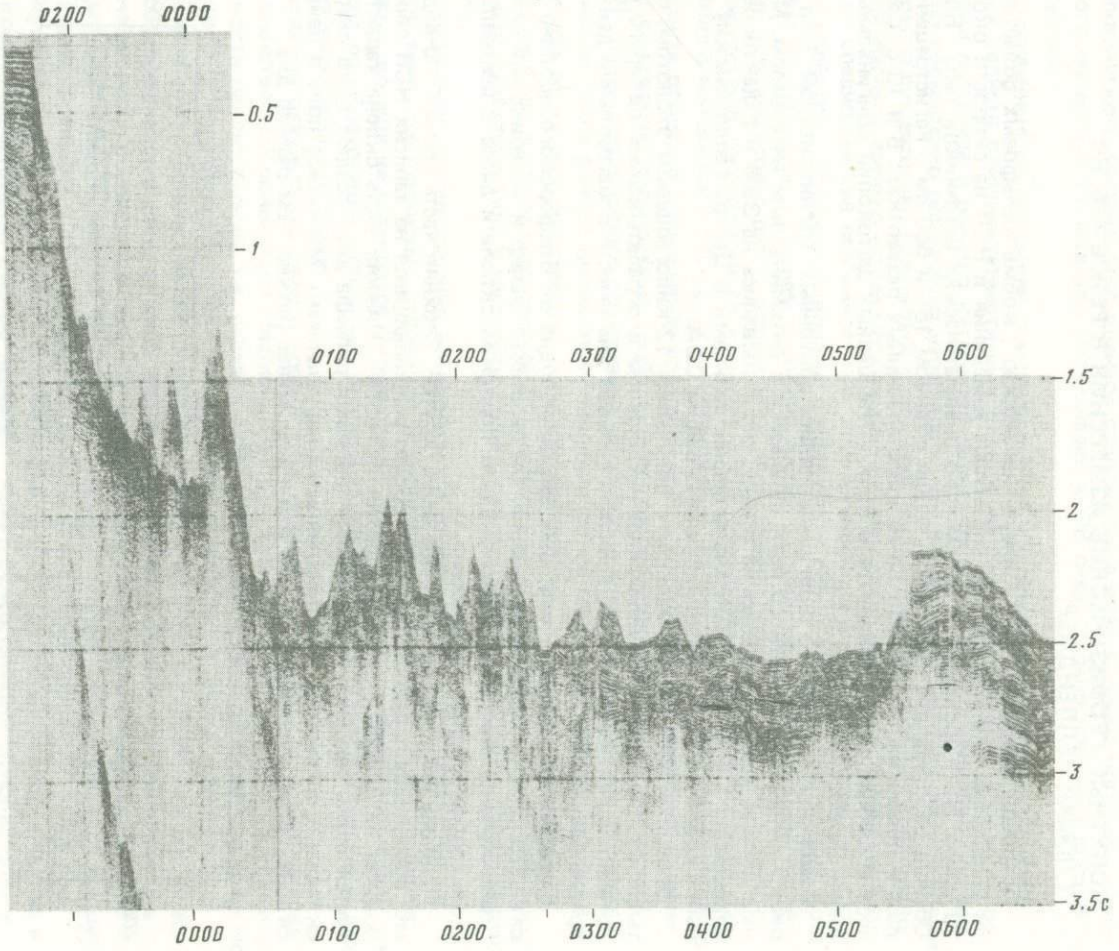
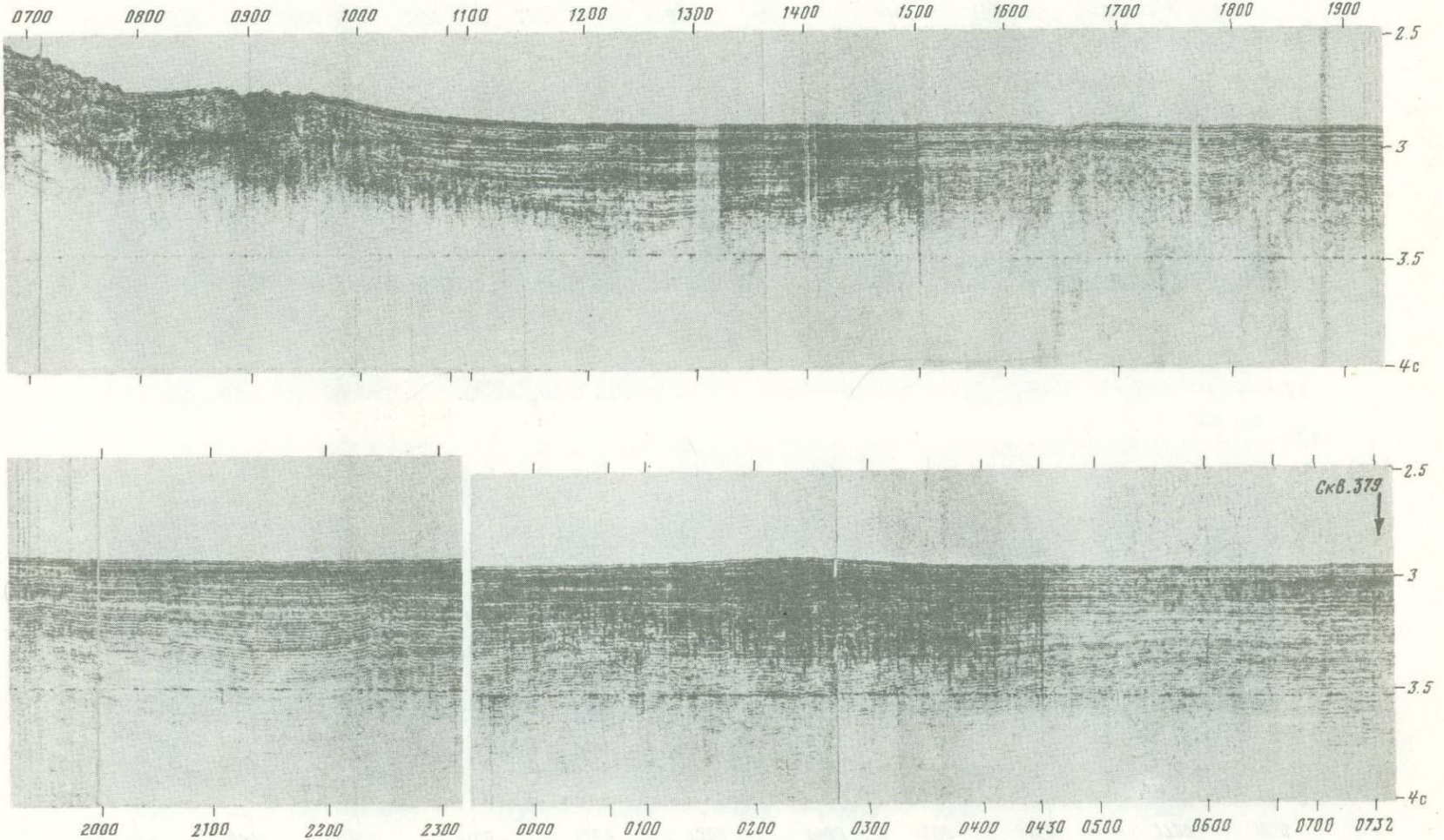
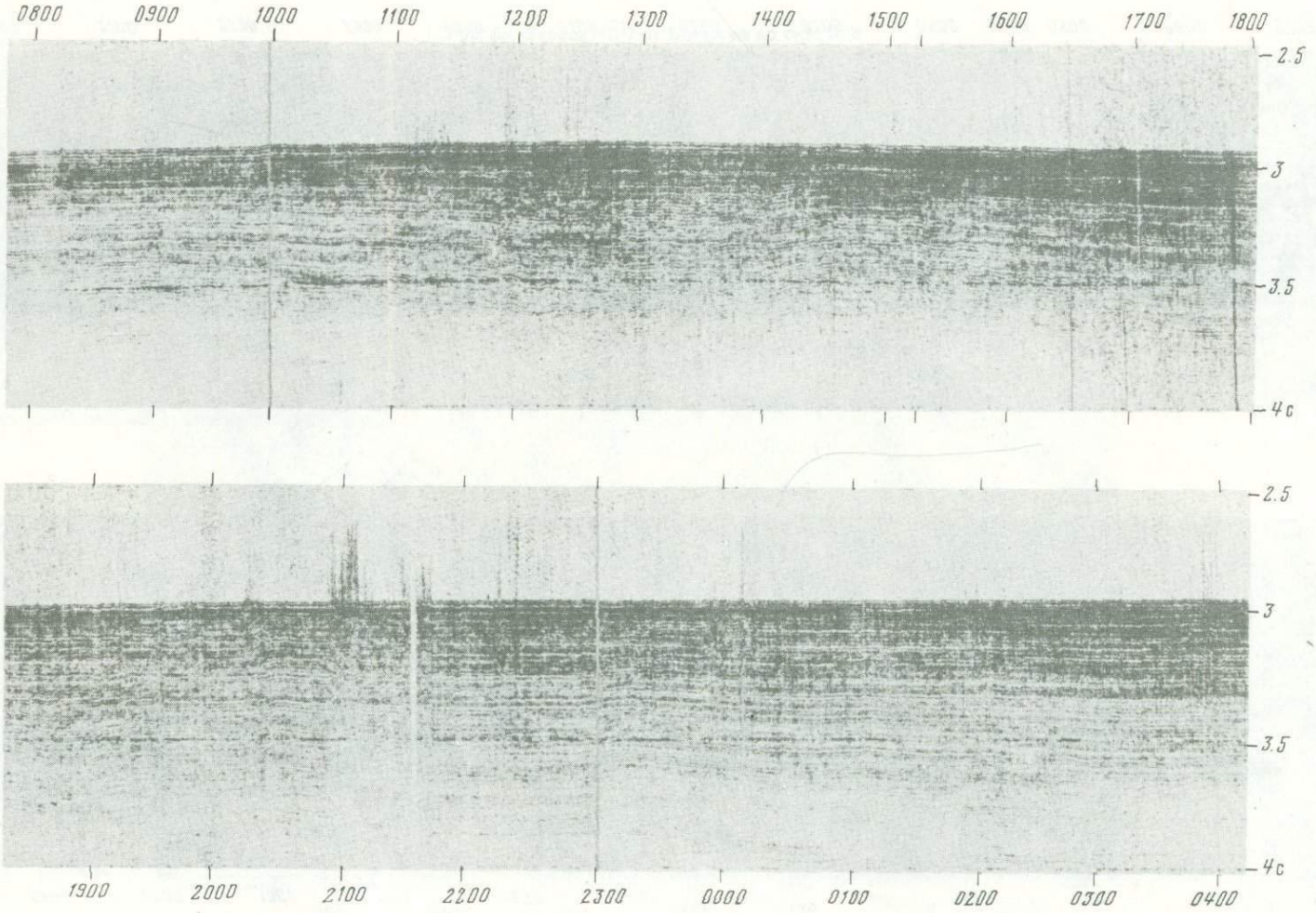


Рис. 58. **Профиль дна (*а*) и магнитные данные (*б*), *полученные по маршруту* БС "Гломар Челленджер"**

Рис. 59. **Запись НСП от Босфора до скв. 379**




0700
0800
0900
1000
1100
1200
1300
1400
1500
1600
1700
1800
1900
2.5
3
3.5
4с
2000
2100
2200
2300
0000
0100
0200
0300
0400
0430
0500
0600
0700
0732
Скв.379


0800
0900
1000
1100
1200
1300
1400
1500
1600
1700
1800
2.5
3
3.5
4с
2.5
3
3.5
4с
1900
2000
2100
2200
2300
0000
0100
0200
0300
0400

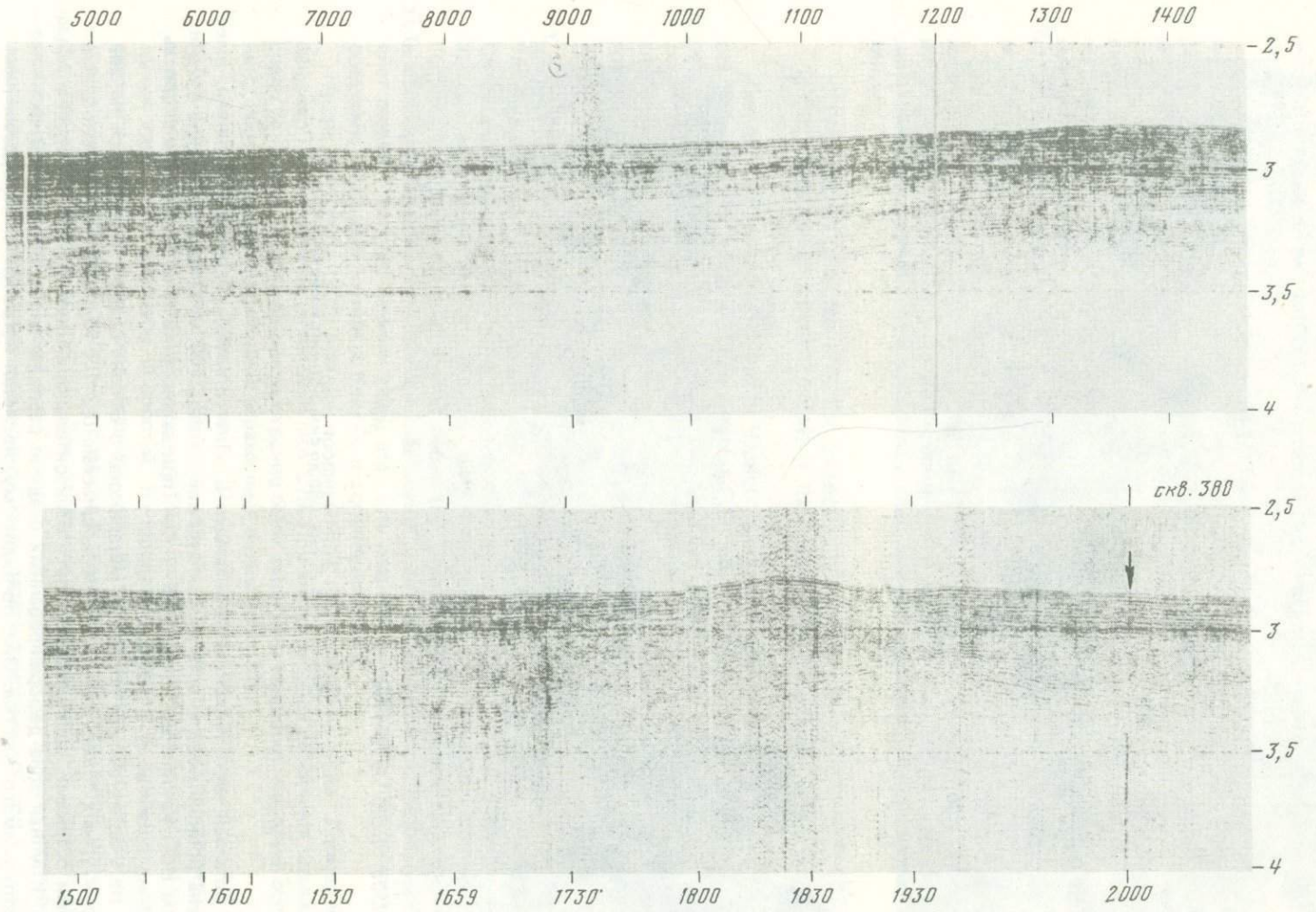


Рис. 60. **Запись НСП от скв. 379 до скв. 380**

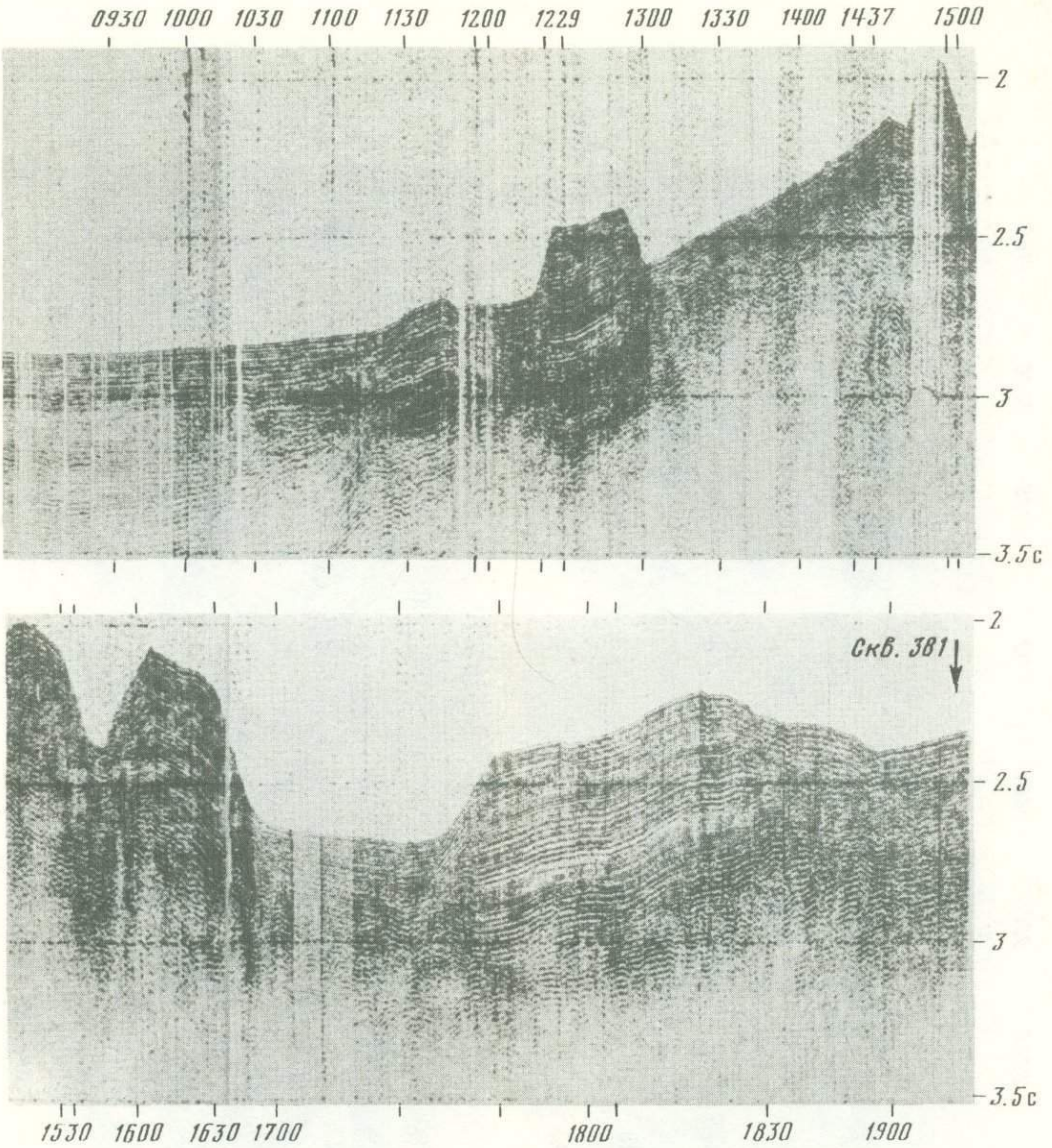


Рис. 61. **Запись НСП от скв. 380 до скв. 381 и в районе скв. 381**

Бо́льшая часть профиля, проходящая в области глубоководной котловины, имеет очень ровную поверхность дна с глубиной около 2100 м. Осадочная толща по данным НСП изучена до глубин 0,5—1 км (при вычислении глубин принята скорость сейсмических волн в осадках 2 км/с).

На участке вблизи подножия материкового склона осадки разделяются на два структурных этажа. Верхний этаж мощностью 0,2—0,5 км представлен тонкослоистыми осадками, залегающими почти горизонтально, а нижний смят в пологие складки. Крупная зона деформированных осадков расположена в центральной части рассматриваемого участка. Она, по-видимому, является погребенным продолжением одного из крупных подводных хребтов, обнаруженных в южной части Черноморской впадины [Гончаров и др., 1972]. Этой структуре соответствует большая аномалия магнитного поля (см. рис. 59).

На северо-восточном участке профиля, в центральной части Черноморской впадины, осадочная толща тонкослоистая; верхние 0,2—0,3 км осадков залегают го-

ризонтально, а нижележащие слои имеют очень пологие наклоны. Магнитное поле на этом участке сравнительно спокойное.

Скв. 379 — скв. 380. Весь профиль проходит в области глубоководной котловины с ровным дном, которое постепенно поднимается в направлении скв. 380 от 2200 до 2100 м.

Осадочная толща исследована на глубину около 1 км (рис. 60). Как и на предыдущем профиле, верхние 0,2—0,3 км представлены тонкослоистыми горизонтально залегающими осадками, а нижние слои образуют очень пологие поднятия и впадины. На некоторых участках профиля отмечаются небольшие вертикальные нарушения, охватывающие всю исследованную толщу. К сожалению, не удается выделить достаточно устойчивые отражающие горизонты, прослеживающиеся по всему профилю. Тем не менее общий характер записей свидетельствует о подъеме глубинных отражающих слоев от середины профиля в сторону скв. 380.

Магнитное поле по всему профилю относительно спокойное и начинает усложняться только в районе скв. 380.

Скв. 380 — скв. 381. Поверхность дна поднимается от 2100 до 1700 м при движении к скв. 381. В районе скв. 381 была проведена небольшая съемка для выбора места скважины. Как видно из сейсмических записей (рис. 61), все отражающие границы поднимаются и некоторые слои выклиниваются в южном направлении.

КОРРЕЛЯЦИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ С ФИЗИЧЕСКИМИ СВОЙСТВАМИ И ЛИТОЛОГИЕЙ ОСАДКОВ

Скв. 379. В центральной части Черного моря выполнен значительный объем сейсмических исследований. По данным ГСЗ, общая мощность осадочной толщи в районе скв. 379 составляет около 10 км [Гончаров и др., 1972; Непрочнова, 1975]. На глубине примерно 1 км расположен преломляющий горизонт со скоростью сейсмических волн 3 км/с. Этот горизонт является также хорошей отражающей границей, как было показано при сопоставлении данных ГСЗ и МОВ с использованием взрывов.

НСП в этом районе было проведено советскими экспедициями в 1968 г. и в последующие годы [Сагалевич и др., 1970], американской экспедицией на НИС "Атлантис-II" в 1969 г. [Ross et al., 1974] и французской экспедицией в 1973 г. Специальная детальная съемка методом НСП в районе скв. 379 была выполнена Южным отделением ИО АН СССР на НИС "Академик Вавилов" в 1974 г. [см. "Строение верхней части..." в наст. моногр.]. Как правило, глубина проникновения в осадки на профилях НСП в центральных районах Черноморской впадины составляет около 1 км. По данным НСП, эта часть разреза представлена тонкослоистыми осадками, залегание которых близко к горизонтальному.

На рис. 59 (0800—1300) показан профиль НСП, полученный на судне "Гломар Челленджер" при движении на запад от скв. 379. При интерпретации первичных записей среди большого числа отражающих границ были выделены основные, которым соответствуют наиболее интенсивные отраженные волны (рис. 62).

Глубина отражающих горизонтов 4—10 определялась при условно принятой скорости сейсмических волн 1,80—1,85 км/с, так как выполнить непосредственные измерения скорости в образцах осадков было невозможно из-за большого содержания газа. Этот диапазон скоростей, по-видимому, близок к реальному для верхнего километрового слоя осадков, как было показано специальными измерениями средних скоростей в осадках с помощью многоканальной приемной системы [Гончаров и др., 1972]. Для отражающих горизонтов 1—3 значения скоростей (соответственно 1,6; 1,7 и 1,8 км/с) были приняты по данным изучения многократно отраженных волн в водном слое, зарегистрированных при ГСЗ [Непрочнов, Семенов, 1972]. Глубина и значение скорости для отражающего горизонта 11 были также получены по материалам ГСЗ [Непрочнова, 1975].

Анализ записей НСП позволил разделить сейсмический разрез на несколько структурных этажей (см. среднюю часть рис. 62), различающихся "плотностью отражений" (количество отражающих границ на единицу интервала по глубине).

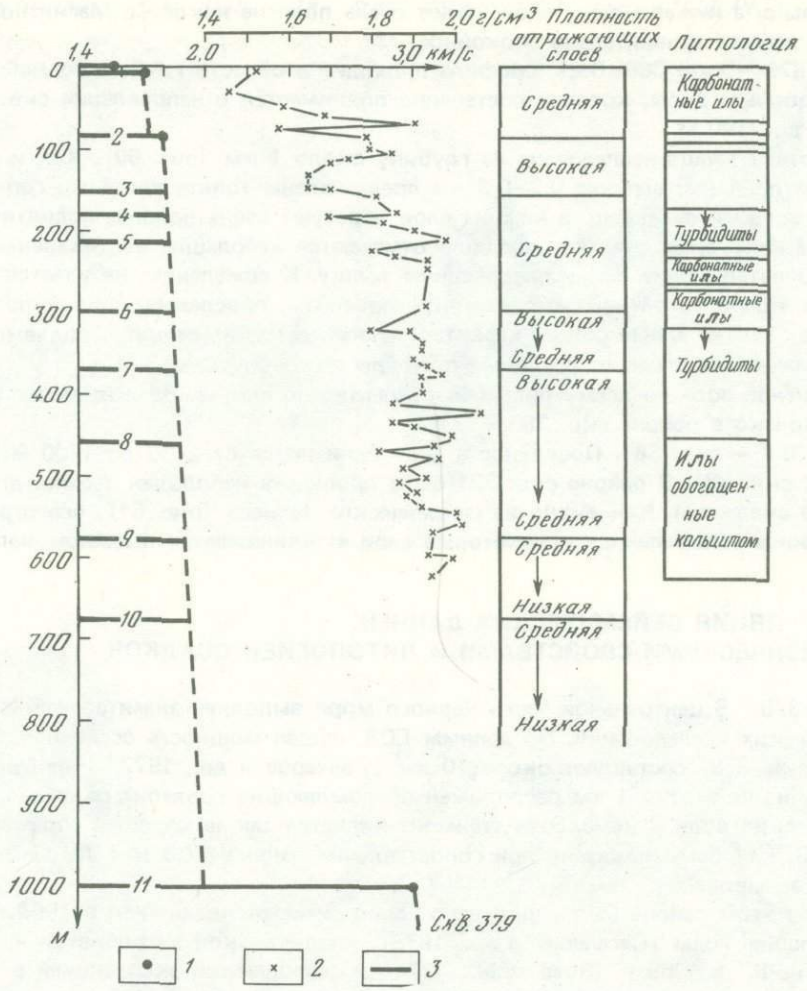


Рис. 62. **Основные отражающие горизонты и их корреляция с плотностью и литологией осадков скв. 379**

1 — скорость, по данным ГСЗ, км/с; *2* — плотность, г/см^3; *3* — основные отражающие границы

Сравнение выделенных слоев с литологией (правая часть рис. 62) показывает, что некоторые отражающие границы коррелируются с изменениями литологии по скважине. Так, граница 2, возможно, соответствует слою известковых осадков на глубине около 90 м, граница 4 — кровле турбидитов, граница 8 — переходному слою между известковыми илами и обогащенными доломитом илами на глубине около 460 м. Как видно из рис. 62, большинство отражающих границ коррелируется с участками изменения плотности осадков, измеренной в кернах бурения.

Скв. 380. Место для скв. 380 было выбрано на основе профиля НСП 21, выполненного в рейсе судна "Атлантис-II" [Ross et al., 1974, с. 20, рис. 14]. К сожалению, вдоль этого профиля не удалось выделить достаточно глубоких отражающих границ, которые могли бы помочь корреляции разрезов района скважины и центрального района западной части моря. Однако можно предположить, что глубинные отражающие границы воздымаются на север, в сторону скв. 380, как это показано на рис. 63. На профилях НСП БС "Гломар Челленджер", полученных при подходе к точке бурения и при удалении от нее, выделены сходные условные отражающие горизонты A, B, C и D (рис. 64). Глубины отражающих границ вычислялись с использованием скоростей сейсмических волн, измеренных в образцах из скважины.

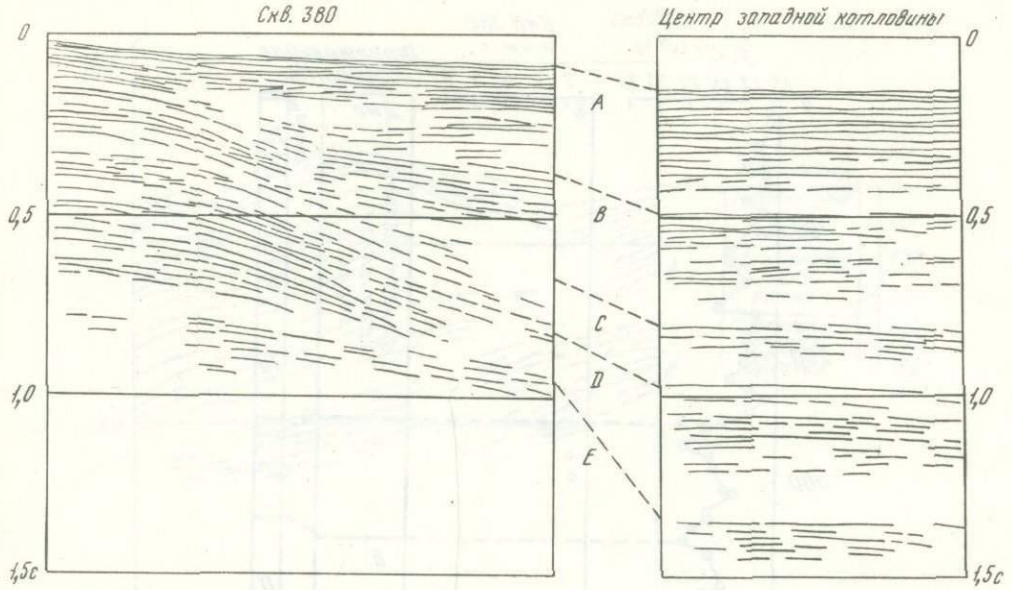


Рис. 63. **Возможная корреляция отражающих горизонтов района скв. 380 и центрального района западной части Черного моря по профилю НСП НИС "Атлантис-II"**

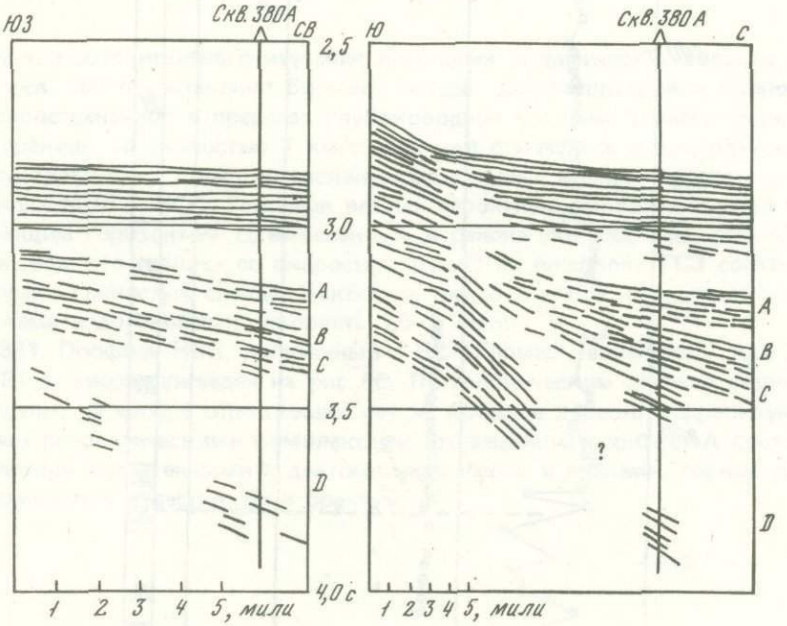


Рис. 64. **Сейсмические разрезы, полученные по данным НСП БС "Гломар Челленджер" в районе скв. 380**

Сравнение сейсмических данных с литологией (рис. 65) показывает, что выделенные отражающие горизонты хорошо коррелируются с изменениями литологии осадков. Так, горизонт А соответствует кровле турбидитов на глубине около 360 м, горизонт В — границе между литологическими комплексами Б-1 и Б-2, горизонт С — границе между литологическими комплексами Б-2 и Б-3, а горизонт D — кровле пачки осадков с многочисленными включениями твердых пород (известняки и доломиты).

Отражающие горизонты А, В и D коррелируются также с зонами резкого возрастания плотности осадков.

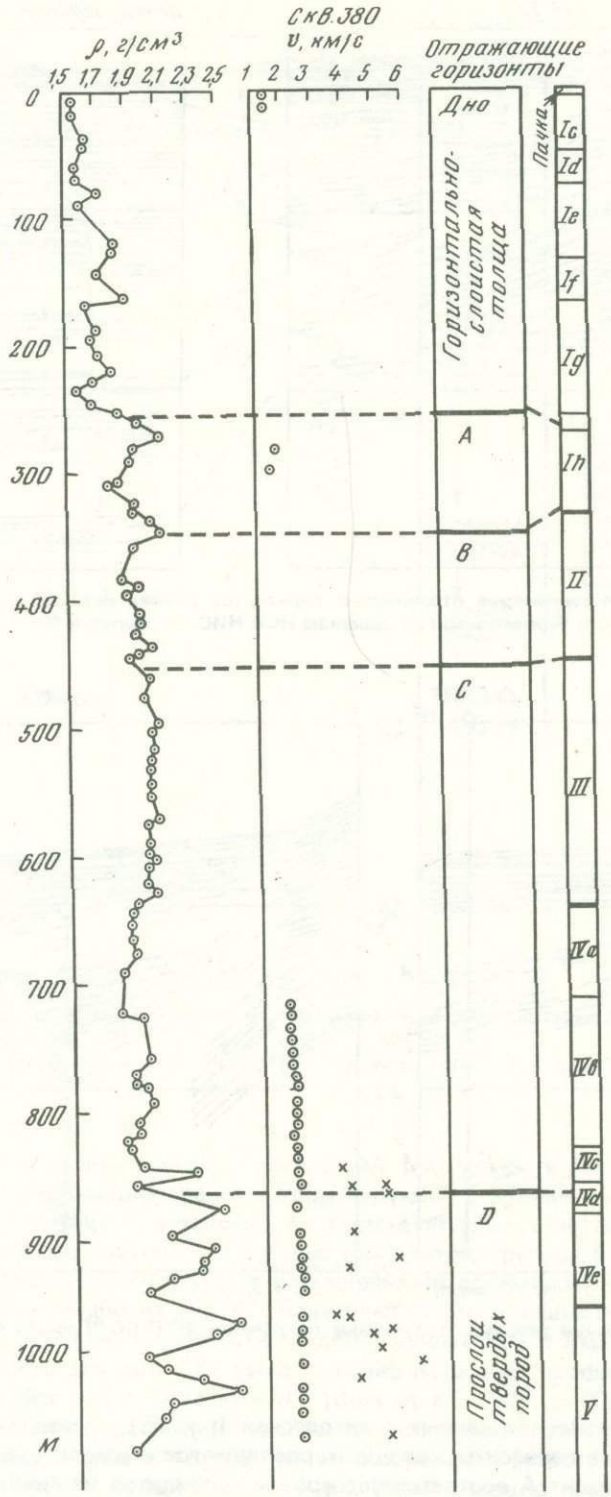


Рис. 65. **Корреляция отражающих горизонтов с плотностью, скоростью упругих волн и литологией осадков скв. 380**

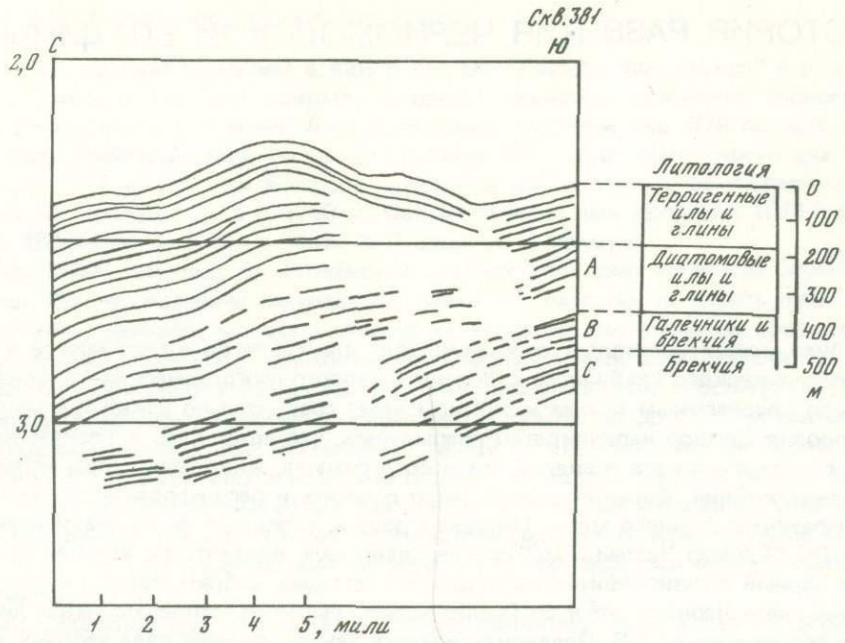


Рис. 66. **Корреляция сейсмических данных с литологией осадков скв. 381**

Результаты сравнительного изучения литологии и физических свойств осадков и пород скв. 380 представляют большой интерес для расшифровки природы широко распространенной в пределах глубоководной впадины Черного моря преломляющей границы со скоростью 3 км/с. Как уже отмечалось в предыдущих разделах, ей соответствуют также интенсивные отраженные волны, зарегистрированные на профилях МОВ и НСП. Учитывая вполне вероятную корреляцию этой границы с отражающим горизонтом D, выделенным в районе скв. 380 (см. рис. 63), можно сделать вывод, что граница со скоростью 3 км/с на профилях ГСЗ соответствует кровле пачки глинистых сланцев (скорость около 2 км/с), переслаивающихся с известняками и доломитами (скорость 3,5–5 км/с).

Скв. 381. Профиль НСП, полученный с БС "Гломар Челленджер" при движении к скв. 381 с севера, приведен на рис. 66. По сейсмическим данным разрез может быть разделен на четыре отражающих пачки, которые хорошо коррелируются с основными литологическими комплексами: отражающий горизонт А соответствует границе между терригенными и диатомовыми илами и глинами, горизонты В и С — кровле глинистых известняков и брекчий.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ЧЕРНОМОРСКОЙ ВПАДИНЫ

Черное море представляет особый интерес для геологов и геофизиков в силу его специфического глубинного строения и геолого-географических условий. Его связь со Средиземным морем и океаном через сравнительно узкий и мелководный пролив Босфор неоднократно прерывалась, что приводило к резким изменениям гидрологического и гидрохимического режима, животного мира, условий осадконакопления. Бурение должно было осветить и расшифровать эти важные этапы развития Черного моря. Основные задачи, стоявшие перед участниками 42Б рейса БС "Гломар Челленджер" преследовали цель получить по возможности наиболее полный стратиграфический разрез плейстоцена, собрать сведения, подтверждающие связь Черного моря со Средиземным, выяснить основные черты диагенетического изменения ОВ. Предусматривалось также решение ряда частных вопросов по геологии, геофизике, геохимии, биостратиграфии и другим направлениям для наиболее полной реконструкции геологической истории Черного моря.

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ЧЕРТЫ БАССЕЙНА

В тектоническом развитии Средиземноморского пояса Евразии, где находится Черное море, намечаются три больших цикла [Муратов, 1972]. Первый цикл, позднедокембрийский, связан с формированием складчатого основания между древними платформами — Восточно-Европейской и Африканской. Во время второго цикла, палеозойского, на всей площади Средиземноморского пояса верхнепротерозойское складчатое основание прошло этап геосинклинального развития. Третий цикл тектонического развития — мезозойско-кайнозойский. В процессе развития альпийской складчатой области на одном из этапов этого цикла возникла глубоководная котловина Черного моря. В настоящее время она с севера, северо-востока, юга и юго-запада обрамлена складчатыми структурами, а на северо-западе граничит с эпигерцинской платформой, которая слагает шельфовую часть дна Черного моря между побережьем Балканского полуострова и берегом равнинного Крыма.

В результате сейсмических исследований в Черном море выявлен достаточно мощный трехчленный комплекс отложений, достигающий 12—14 км. Самый верхний горизонт мощностью 1—2 км характеризуется скоростями прохождения сейсмических волн 1,6—1,8 км/с, второй — мощностью 3—5 км имеет скорости более 3 км/с и третий — мощностью от 2 до 8 км со скоростями 4—4,5 км/с. Первый из них соответствует, по всей вероятности, новейшим плиоцен-четвертичным отложениям.

В исследованиях, предшествовавших глубоководному бурению, трубками был вскрыт слой черноморских отложений, которые сформировались за последние 25—30 тыс. лет. Глубоководные позднечетвертичные осадки Черного моря состоят из трех литологически резко различных стратиграфических горизонтов [Архангельский, Страхов, 1938]. Наиболее молодые отложения (или так называемая пачка 1) сложены в основном кокколитовыми илами, которые, по данным изотопного определения (C^{14}), имеют возраст около 3000 лет. Под ними залегают темные сапропелевые отложения (пачка 2), образовавшиеся 3—9 тыс. лет назад. Пачка 3, сложенная терригенными илами, алевритами и песками, ранее полностью не была пройдена.

ЛИТОСТРАТИГРАФИЯ СКВАЖИН 42Б РЕЙСА

Глубоководным бурением в 42Б рейсе БС "Гломар Челленджер" с непрерывным отбором керна были вскрыты позднекайнозойские отложения Черного моря. В восточной части современной глубоководной равнины скв. 379 прошла значительную часть плейстоценовой толщи до глубины 624,5 м от поверхности дна (глубина моря 2171 м). Вблизи Босфора пробурены две скважины на континентальном склоне на глубинах 2115 и 1750 м. Соответственно ими пройдено 1073,5 м (скв. 380/380А) и 503,5 м (скв. 381) донных отложений.

Скв. 379А (см. рис. 5). Отложения верхних двух свит во время бурения не получены. Разрез скважины начинается с пачки 3 и разделен на девять пачек, включая верхние, наиболее молодые отложения. Основная часть кернов представлена терригенными зеленовато-серыми и темно-серыми илами. Они различаются по содержанию терригенного материала, его гранулометрическому составу, текстуре отложений, содержанию биогенных компонентов и многим другим признакам, позволившим разделить всю терригенную толщу на отдельные пачки. Пачки 3, 6 и особенно 8 содержат многочисленные отложения турбидитов, а в пачках 4,5 и 7 повышено содержание биогенных компонентов, имеются интервалы, обогащенные ОВ. Диатомеи в этих пачках представлены морскими комплексами. Пачка 9 заметно обогащена карбонатным материалом — периодически повторяющимися прослоями кальцита.

Скв. 380/380А (см. рис. 3, 6, 7). Разрез скважины разделяется на пять крупных самостоятельных комплексов (субпачек). Комплекс I представлен терригенными илами, алевритами и песками. Различаются они между собой по тем же признакам, что и отложения скв. 379. Ниже залегающий комплекс II содержит отложения разного состава и генезиса. Терригенные илы и глины чередуются с прослоями доломита, кальцита, сидерита, арагонита. В осадках больше пелитовых фракций, чем в отложениях субпачки I. Минеральный состав терригенных компонентов в обоих комплексах имеет много общих черт — и в том, и в другом в глинистой части преобладает иллит. Комплекс III в основном представлен карбонатными отложениями и литологически резко выделяется среди других цикличеcким характером строения, выраженным в тонком чередовании глин и кальцитовых слоев. Глинистая часть отложений характеризуется высокими содержаниями монтмориллонита, но меньшими — каолинита и хлорита по сравнению с вышележащими илами. Комплекс IV литологически заметно отличается. В целом в нем преобладают слоистые глины, которые в верхней части разреза обогащены разнообразными комплексами диатомей. В пачке IVa имеются прослои сидерита, в пачке IVe — доломита, на разных уровнях разреза встречены кальцит, арагонит. Пачка IVd представлена брекчией. В целом в этом комплексе сверху вниз содержание глинистой фракции уменьшается и заметно возрастает количество карбонатного вещества. Многие интервалы резко обогащены ОВ. Самый нижний комплекс V представлен черными алевролитами, чередующимися с прослоями доломитов и цеолитов.

Скв. 381 (см. рис. 4, 8). В разрезе выделено 11 пачек, но керн при бурении получен только из отложений девяти пачек (нет керна для двух верхних). Терригенные илы и глины пачки III подстилаются слоистыми карбонатными отложениями, аналогичными циклическим карбонатам в пачке III (скв. 380/380А). Ниже залегают диатомово-сапропелевые илы. Содержание ОВ постепенно растет по разрезу вниз. Пачка 8 сложена брекчированными отложениями, песками, обломочными доломитами, раковинным детритом. В пачке 9 слоистые алевролиты чередуются с тонкими песчаными прослоями. Отложения бескарбонатны и обогащены ОВ. Ниже опять встречен интервал брекчированных пород, а самая нижняя свита в основном сложена оливково-серыми тонкослоистыми алевролитами с прослоями сидеритов. Отложения обогащены ОВ.

Корреляция и возраст отложений. Хроностратиграфическая корреляция охарактеризованных комплексов трех скважин — достаточно сложная задача. Эта сложность связана с тем, что непереотложенные морские ископаемые в донных осадках

достаточно редки. Не были проведены также палеомагнитные исследования. Поэтому некоторые вопросы корреляции свит остаются дискуссионными [Stoffers et al., 1978; Hsu, 1978a, b]. Для установления одновозрастности отложений использованы различные критерии, такие, как данные палинологического анализа [Traverse, 1978], оценка различных ископаемых — кокколитов [Percival, 1978], диатомей [Jouse, Mukhina, 1978; Schrader, 1978], бентосных фораминифер [Cheorghian, 1978], динофлягеллят, а также сравнение литологического состава, особенно значительных его изменений, которые были сопоставлены по двум или трем скважинам.

Результаты палинологического анализа в значительной степени помогли сопоставить терригенные толщи отложений в скв. 379А и 380. По максимумам и минимумам синусоидальной кривой, отражающей соотношение степной и лесной пыльцы (см. рис. 25), были выявлены основные ледниковые эпохи и межледниковья. В низу скв. 380 (колонка 80), а также в пачках 9, 10 и 11 (скв. 381) был обнаружен теплолюбивый горный вид Engelhardtia, который выше по разрезу нигде не встречен. Исчезновение этого вида было синхронным событием для исследованного района вблизи Босфора, и, несомненно, его присутствие является важным признаком указанных свит.

Основная часть ископаемых, которые были встречены в кернах скважины, дает информацию не столько о возрасте отложений, сколько об изменениях среды седиментации. Однако во многих случаях их удалось успешно использовать и для целей хроностратиграфии.

Среди кокколитов определены только следующие непереотложенные виды: Emiliania huxlaji, Gephyrocapsa carribbeanica, Braarudosphaera bigelowi [Percival, 1978], а также Gephyrocapsa oceanica (Шуменко, личное сообщение). Отложения пачки 3 (скв. 379) могут быть, вероятно, сопоставлены с пачкой Ic (скв. 380), так как обе они содержат флору Emiliania — Gephyrocapsa. Подобно этому, флора Braarudosphaera в пачке 7 (скв. 381) коррелирует с аналогичной нанофлорой в пачке IVc в скв. 380.

Несколько интервалов, обогащенных диатомеями, выявлено во всех скважинах. Морские комплексы диатомей Actinocyclus, Raphoneis, Hermisinum, Archaeomonodacna встречены в пачке IVc (скв. 380/380А), в пачках 6 (нижняя часть) и 7 (скв. 381) и, несомненно, коррелируют. Наиболее вероятный возраст этих отложений — поздний миоцен, поскольку подобные комплексы диатомей известны из мэотических отложений Таманского и Керченского полуостровов [Стратиграфия, см. наст. моногр.]. Морские солоноватые диатомеи в пачке 4 скв. 379 сопоставляются с комплексом диатомей в пачке Id скв. 380, а комплекс диатомей в пачке 7 скв. 379 — с диатомеями пачки If скв. 380. Пресноводно-солоноватые диатомеи в пачке III скв. 380 сопоставимы с комплексом диатомей пачки 4 скв. 381. Много динофлягеллят "bag 51" было обнаружено в отложениях, содержащих фауну пресноводных остракод и пресноводных диатомей. В скв. 380 (колонка 39), т.е. на переходе к турбидитовым отложениям, и в скв. 379 (колонка 51), где отмечается аналогичная смена литологического состава, найдены последние экземпляры этого вида динофлягеллят. Это явление может быть использовано в корреляционных целях. Последнее нахождение динофлагеллят "bag 51" совпадает с верхней границей распространения хемогенных карбонатов, выше которой в обеих скважинах доминируют терригенные илы.

Вполне сопоставимы и другие характерные литологические признаки. Прослои сидерита в пачке IVa скв. 380 сопоставимы с сидеритом пачки 5 скв. 381. Сопоставляются также брекчированные горизонты в скв. 380 (пачка IVd) и скв. 381 (пачка 8).

На данном этапе исследований хроностратиграфическая корреляция трех скважин Черного моря наиболее вероятна в том виде, как она показана на рис. 67 (см. вкл.).

В скв. 380/380А и 381 брекчированные отложения отражают перерыв в осадконакоплении, продолжительность которого нам неизвестна. Нижележащие отложения скорее всего являются позднемиоценовыми, поскольку здесь были найдены комп-

лексы бентических фораминифер, типичных для сарматских отложений в бассейнах Паратетиса [Georghian, 1978]. Кроме того, находки в низах скв. 380 и 381 остатков растений Engelhardtia, которая в Северо-Западной и в Средиземноморской Европе исчезла в позднем миоцене, позволяют считать, что исчезновение этого вида и в Черноморской области произошло приблизительно в то же время.

ИСТОРИЯ ЧЕРНОГО МОРЯ

По геологическим и геофизическим данным в развитии Черного моря выделяются три продолжительных этапа. Первый из них, соответствующий мезозою и палеогену, характеризуется комплексом осадочных образований чехла срединного массива. Глубоководная котловина Черного моря в этот период еще не существовала, на ее месте был мелководный бассейн.

Второй этап (олигоцен-миоцен) совпадает с альпийским орогенным этапом, когда на поверхности срединного массива в пределах контуров современного моря образовались отдельные депрессии. Эти депрессии были ограничены по площади, и в них накапливались достаточно мощные толщи майкопской серии и миоцена. На Керченском и Таманском полуостровах майкопская серия и отложения среднего и верхнего миоцена пользуются широким распространением и достигают 3—5 км мощности. Их накопление, вероятно, происходило в пределах северных окраин тех же котловин, которые выявляются к югу от берегов Крыма и Кавказа по геофизическим данным [Муратов, 1972]. Позднее эти отложения были здесь подняты, а на дне Черного моря они остались погруженными. Слияние ряда таких котловин могло привести к образованию довольно больших впадин. К примеру, Колхидская впадина, существующая в настоящее время, является восточной оконечностью одной из таких котловин (рис. 68).

Нижние части скв. 380 и 381 представлены фацией черных алевролитов, формирование которых, по всей видимости, соответствует концу второго этапа (поздний миоцен). В черных алевролитах заключенные прослои доломитовых пород, по многим признакам, формировались в мелководных условиях и претерпели существенные диагенетические изменения в субаэральных условиях [Stoffers, Müller, 1978].

Прибосфорская часть Черного моря в это время представляла собой мелководный бассейн. По данным диатомового анализа (скв. 381), водоем сначала был пресноводным, но вскоре условия изменились на солоноватоводно-морские, о чем свидетельствует развитие бентосных фораминифер. Климат был теплый, в осадках обнаружено много пыльцы сосны, а также Engelhardtia. Преобладает черный и темно-серый цвет осадков, отмечаются прослои различных карбонатов и цеолитов. Слоистость не нарушена илоедами. Повышено содержание пирита и ОВ. Это указывает, что в водоеме господствовали восстановительные условия. Цикличность осадконакопления, видимо, предопределялась колебанием границы стагнированных вод [Degens, Stoffers, 1976]. Осадочный материал в скв. 380 и 381 в миоцене генетически был связан с вулканогенными породами юго-западных областей водосбора. Об этом свидетельствует минеральный состав, в частности хорошо окристаллизованные частицы монтмориллонита [Stoffers, Müller, 1978; Trimonis et al., 1978].

Брекчированные горизонты означают резкий приток морских вод из Средиземного моря. С этим событием связано поднятие уровня Черного моря и осолонение его вод. В миоцене происходило постепенное погружение дна.

Третий этап в развитии водоема отвечает формированию плиоцен-четвертичного комплекса отложений. В плиоцене шло дальнейшее погружение дна Черного моря, что сопровождалось накоплением огромной толщи сапропелево-диатомовых глин и карбонатных отложений. Водоем вначале был солоноватоводно-морской, о чем свидетельствуют кокколиты Braarudosphaera bigelowi, микрофауна Bolivina, а также комплекс морских диатомей в оливково-черных глинах. Цикличность отложений свидетельствует, что, как и раньше, водоем был стратифицированным и граница испытывала многократные колебания. По данным пыльцевого анализа, климат

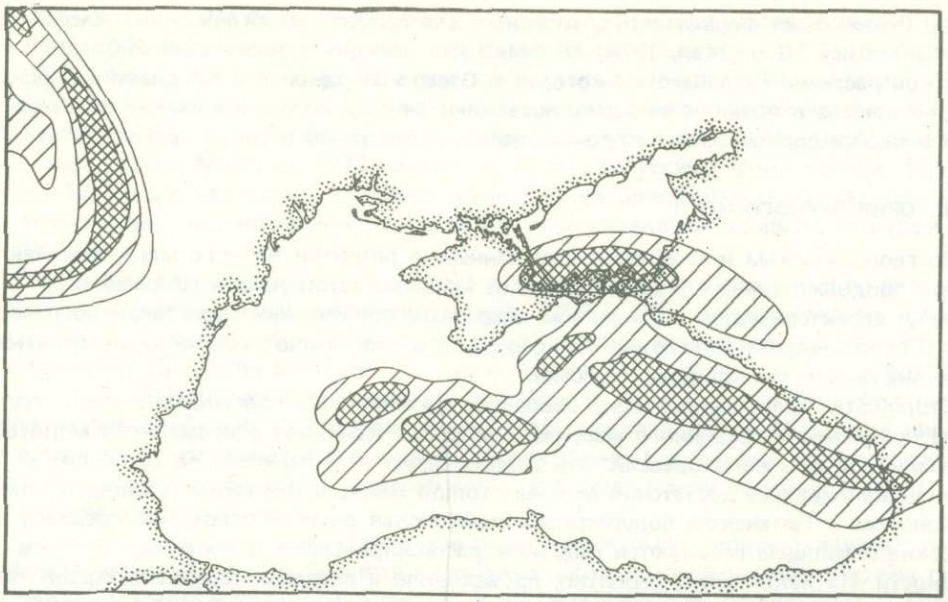


Рис. 68. **Схема контуров предполагаемого расположения олигоцен-миоценовых орогенных впадин на дне Черного и Азовского морей и в пределах окружающих берегов (крап), заштрихованы наиболее глубокие прогибы [Муратов, 1972]**

оставался теплым. Похолодание наступило значительно позже, видимо, во время формирования мощной толщи Seekreide, которые в ск . 380/380А составляют около 200 м (пачка III). В пыльцевом спектре имеются флуктуации, указывающие на существование непродолжительных интервалов потепления. Было отмечено также небольшое похолодание перед началом плейстоцена.

Фациальная смена плиоценовых отложений имеет следующую последовательность. Оливково-черные диатомовые глины (пачка IVc скв. 380 и пачка 7 скв. 381) перекрыты фацией карбонатов, состоящей из тонкослоистых отложений. В мергелях многочисленны следы илоедов, указывающих, что бассейн хорошо аэрировался. Судя по составу диатомей и динофлягеллят, можно считать, что водоем постепенно опреснялся.

Залегающие выше диатомово-сапропелевидные глины свидетельствуют о возврате к восстановленной среде в Черном море. В этих условиях образовались отдельные прослои литифицированных сидеритов. Водоем был пресноводным. Следующая смена фаций отвечает формированию пачки III (скв. 380/380А) и пачки 4 (скв. 381) Цикличность отложений (слои пирита, ила и кальцита) показывает, что временами возникала стратификация вод, хотя бóльшую часть времени Черное море имело хорошую аэрацию придонных слоев. Об этом свидетельствуют многочисленные следы илоедов. Водоем был пресноводным.

Фация карбонатов в скв. 380 перекрыта толщей темных глин, в том числе и коричневых, микрослоистых с сидеритом и тонкими прослоями других карбонатов. В других скважинах слои, синхронные этим отложения, видимо, отсутствуют. Присутствие сидерита и темных зеленовато-серых илов, обогащенных пиритом, показывает, что водоем периодически был стратифицированным. Пресноводный бассейн превратился в солоноватоводно-морской. Это был, несомненно, глубоководный водоем, и погружение дна все еще продолжалось. До накопления пачки II (скв. 380) основной приток осадочного материала шел с юга и юго-запада, о чем свидетельствует минеральный состав отложений. Заметная смена условий произошла во время формирования пачки II. В ее составе много иллита, повышено содержание каолина и хлорита, присутствует кластический доломит. Это могло иметь прямую связь с преобразованием черноморской речной системы водосбора — до этого Ду-

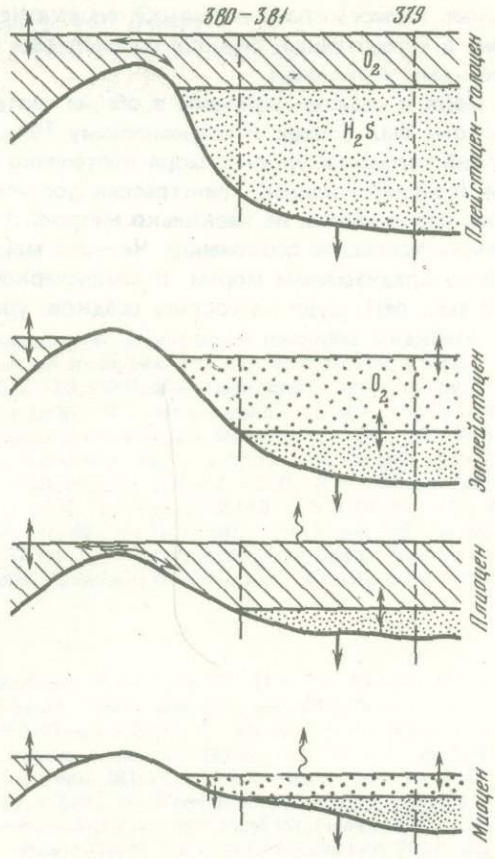


Рис. 69. **Эволюция Черного моря в позднем кайнозое**

най не впадал в Черное море и его материал аккумулировался в бассейнах-ловушках [Trimonis, Shimkus, 1978; Stoffers, Müller, 1978]. Поднятие Предкарпатских бассейнов Румынии и выход Дуная в Черное море существенно изменили баланс осадочного материала, поставляемого с водосбора. Большой принос терригенного материала с севера был причиной изменения седиментаций, т.е. резко преобладающее значение получила терригенная седиментация.

Плейстоценовые отложения во всех трех скважинах в основном представлены терригенными илами, алевритами и тонкими песчаными прослоями. По данным пыльцевого анализа [Traverse, 1978], климат периодически менялся, и можно выделить три холодные эпохи (вюрм, рисс, миндель) и три теплых интервала (рисс-вюрмский, миндель-рисский и кромерский). С климатическими изменениями были тесно связаны условия седиментации в водоеме. В периоды межледниковий водоем из пресноводного превращался в морской в результате притока средиземноморских вод.

Возникала тонкая слоистость отложений, и шло образование сапропелевых илов. В ледниковые эпохи, когда уровень Черного моря понижался, терригенное осадкообразование характеризовалось широким развитием турбидитов. В глубоководную котловину поступали большие объемы крупнозернистого материала. Осадконакопление в центральной части Черного моря на протяжении большей части четвертичного периода в основном зависело от поставки осадочного материала, поступающего из Малой Азии. В связи с тем что здесь широкое развитие получили вулканические породы основного состава и ультрабазиты, отложения плейстоцена обогащались монтмориллонитом и моноклинными пироксенами. В западной части моря, в частности в районе Босфора, осадконакопление шло под доминирующим

влиянием выносов Дуная. Палеогеографическая обстановка Черноморского седиментационного бассейна в четвертичном периоде определялась как климатическими, так и тектоническими условиями.

Эволюция Черного моря в позднем кайнозое в общих чертах отражена на рис. 69. В голоцене водоем был близок к современному [Шимкус и др., 1975]. После большой вюрмской регрессии уровень моря постепенно повышался, и в древнечерноморское время (средний голоцен) трансгрессия достигла своего максимума, а уровень превышал современный на несколько метров. В это время (около 9 тыс. лет назад) началось последнее осолонение Черного моря в связи с возобновлением водообмена со Средиземным морем. В позднечерноморское время (верхний голоцен, 0—3 тыс. лет), судя по составу осадков, уровень моря был сходен с современным и, очевидно, менялся мало.

ОБЪЯСНЕНИЯ ТАБЛИЦ

Таблица I

Диатомеи позднего миоцена—плиоцена

1 — Rhizosolenia bezrukovii Jousé, скв. 381, обр. 35,5, 57—59, x 800; *2 — Chaetoceros danicus* Cleve., скв. 381, обр. 35,5,57—59, x 800; *3 — Rhephoneis maeotica* (Milov.) Sheshuk. and Gleser., скв. 381, обр. 35,5,105—120, x 1600; *4 — Actinoptychus undulatus* (Bail.) Ralfs., скв. 380A, обр. 56,4,. 77—79, x 640; *5 — Cyclotella praekutzingiana* Mukhina, скв. 381, обр. 35,5, 105—120, x 2400; *6 — Cyclotella proshkinae* Jousé and Mukhina, скв. 380A, обр. 54,1,66—78 x 2000; *7 — Actinocyclus ehrenbergii* Ralfs., скв. 380A, обр. 52, 2, 0—12, x 800; *8, 9 — Melosira papilio* Mukhina, скв. 381 (*8* — обр. 32,1,31—34, x 2800, *9* — обр. 31,2,110—115, x 2400); *10 — Coscinodiscus stockesianus* (Grev.) Grun., скв. 380A, обр. 52,2,0—12, x 560; *11 — Stephanodiscus prohantzschii* Jousé, скв. 381, обр. 30,3,15—21, x 3200; *12 — Stephanodiscus marginatus* Mukhina, скв. 381, обр. 28, 2,78—80, x 1200; *13 — Stephanodiscus speciosus* Mukhina, скв. 381, обр. 31,2,110—115, x 1200

Таблица II

Диатомеи плиоцена

1, 2 — Melosira praegranulata Jousé, скв. 381 (*1* — обр. 25,4,50—65, x 1200, *2* — обр. 23,3,46—53, x 1600); *3 — Melosira hibschii* Reich., скв. 381, обр. 23,3,46—53, x 1040; *4 — Melosira bellicosa* Herib., скв. 381, обр. 23,3,46—53, x 2000; *5 — Melosira praeislandica* Jousé, скв. 381, обр. 30,3,15—21, x 1200; *6 — Stephanodiscus carconensis* Grun., скв. 381, обр. 23,3,46—53, x 720; *7 — Stephanodiscus dubius* (Fricke) Hust., скв. 381, обр. 23,3,46—53, x 800; *8 — Stephanodiscus pontica* Jousé, скв. 381, обр. 30,3,15—21, x 2400; *9 — Stephanodiscus pontica triangula* Jousé, скв. 381, обр. 27,2, 50—68, x 1600; *10 — Stephanodiscus pontica*? Jousé (*St. matrensis*? Pant.), скв. 381, обр. 28,2,78—80, x 1600; *11 — Cyclotella servant-vildary* Mukhina f. *robusta*, скв. 380A, обр. 32,1,6—9, x 640; *12 — Cyclotella servant-vildary* Mukhina, скв. 380A, обр. 35,3, 58—71, x 2400; *13 — Cyclotella servant-vildary elegans* Mukhina, скв. 380A, обр. 32,1,6—9, x 720

Таблица III

Диатомеи плейстоцена — голоцена

1 — Archaeomonas sp., скв. 380, обр. 7cc, x 2400; *2 — Thalassiosira subsalina* Pr.-Lavr., скв. 380, обр. 35,3,19—42, x 1200; *3 — Cyclotella corona* Mukhina, 380A, обр. 17,2,111—123, x 1200; *4, 5 — Thalassiosira* aff. *oestrupii* (Ostf.) Pr.-Lavr., x 1200 (*4* — скв. 379A, обр. 10,5,13—20; *5* — обр. 1857); *6 — Actinocyclus normannii* (Greg.), скв. 381, обр. 2,2,124—144, x 800; *7 — Cyclotella kutzingiana* Thw., скв. 379A, обр. 8,2,10—12, x 2800; *8,9 — Stephanodiscus astraea* (Ehr.) Grun., x 2000 (*8* — скв. 379A, обр. 10,5,13—20, *9* — обр. 1857); *10 — Cyclotella caspia* Grun. 1857; *11 — Chaetoceros peruvianus* Brightw. 1957; *12 — Thalassionema nitzschioides* Grun. 1957; *13 — Rhizosolenia setigera* Brightw. 1857; *14 — Rhizosolenia calcar-avis* Schultze. 1857; *15 — Rhizosolenia alata* Brightw. 1857

Таблица IV

Все образцы x 1000.

1 — Triatriopollenites coryphaeus ssp. *punctatus* Th. et Pf., 1953, cf. *Engelhardtia,* скв. 381, обр. 48,4,20—22, 140 M/K; *2 — Triatriopollenites coryphaeus* Th. et Pf., 1953, скв. 381, обр. 52,2,70—72, 133 M/K; *3, 4 — Caryapollenites circulus* W. Kr., 1961, скв. 381, обр. 48,4,20—22, 140 M/K; *5, 6 — Triatriopollenites coryphaeus* ssp. *microcoryphaeus* Th. et Pf., 1953, cf. *Engelhardtia,* скв. 381, обр. 52,2,70—72, 133 M/K; *7 — Platycaryapollenites miocenicus* Magy, 1969, скв. 381, обр. 48,4,20—22, 140 M/K; *8 — Triatriopollenites coryphaeus* ssp. *microcoryphaeus* Th. et Pf. *Engelhardtia,* скв. 381, обр. 49,3,128— 130,137 M/K; *9 — Pterocaryapollenites mecsekensis* Nagy, скв. 381, обр. 49,3,128—130,137 M/K; *10 — Myricipites myricoides* Kremp, 1949, скв. 381, обр. 53,3,108—110,132 M/K; *11 — Carya* sp., скв. 381, обр. 52,2,70—72,133 M/K; *12 — Sapotaceoidapollenites* cf. *capotoides* (Th. et Pf.) R. Pot., 1960, скв. 381, обр. 52,2,70—72,133 M/K; *13 — Tricolporopollenites cingulum oviformis* Th. et Pf., 1953, скв. 381, обр. 52,2,70—72,133 M/K; *14 — Tricolporopollenites cingulum fusus* Th. et Pf., 1953, скв. 381, обр. 52,2,70—72,133 M/K; *15 — Tricolporopollenites porasper* Th. et Pf., 1953, скв. 381, обр. 52,2,70—72,133 M/K; *16 — Tricolporopollenites* sp., скв. 381, обр. 48,4,20—22,140 M/K; *17 — Tricolporollenites* sp., cf. *Umbelliferae,* скв. 381, обр. 52,2,70—72,133 M/K; *18 — Tricolporopollenites microreticulatus* Th. et Pf., 1953, Oleaceae, скв. 381, обр. 54,6,113—115,130 M/K

Таблица V

Скв. 380А, обр. 14,6,90–92,919 К/М, *1–5,8* – х 600, *6, 7* – х 1000

1,2 – Tsuga aff. *diversifolia* (Maxim) Masters.; *3 – Tsuga* aff. *canadensis* (L.) Carr.; *4 – Tsuga* sp.; *5 – Picea* sect. *Eupicae* Willk.; *6 – Osmumda* aff. *cinnamomea* L.; *7 – Sphagnum* sp.; *8 – Pinus* sect. *Eupitys* Spach.

Таблица VI

1 – Tremalithus parvidentatus (Defl. et Fert.), скв. 379А, обр. 65,4,37–49, стереоскан, х 10 000; *2 – Zygodiscus* sp., скв. 379А, обр. 1,2,20–78, стереоскан, х 5000; *3 – Coccolithus eopelagicus* Bram. et Ried., скв. 379А, обр. 1,2,70–78, стереоскан, х 7000; *4* – кокколитовый ил с *Emiliania huxleyi* (Lohm.) и *Syracosphaera* sp., голоценовые отложения в районе скв. 379, отобрано трубкой НИС "Академик Вавилов", стереоскан, х 8000

Таблица VII

1, 2 – кокколиты, скв. 379В (*1 – Gephyrocapsa caribbeanica* Borud. et Hay., обр. 6сс, стереоскан, х 6000, *2 – G. caribbeanica*, обр. 6,4,94–96, стереоскан, х 5000); *3, 4* – кокосферы *G. caribbeanica*, скв. 379В, обр. 6сс, стереоскан (*3* – х 9000, *4* – х 7500)

Таблица VIII

1 – кокколиты ***G. caribbeanica*** с сохранившимися тонкими деталями структуры, скв. 379В, обр. 6,6,108–110, углеродная реплика, х 15500; *2, 3* – кокколиты *G. caribbeanica*, скв. 379, обр. 6,4,94–96, стереоскан, х 11000 (*2* – с сомкнутой, *3* – с расщепленной перемычкой); *4* – кокколит *Gephyrocapsa* cf. *oceanica* Kampt., скв. 379В, обр. 6, 4, 94–96, стереоскан, х 12000

Таблица IX

Плейстоценовые кокколиты, скв. 380, обр. 39,5,138–140, стереоскан

1 – общий вид осадка (*Emiliania huxleyi* (Lohm.), *Cyclococcolithus leptoporus* (Murr. et Blackm.), *Scapholitus fossilis* Kampt., *Rhabdosphaera clavigera* Murr. et Blackm.); *2 – Rhabdosphaera clavigera* Murr. et Blackm., х 11200; *3 – Emiliania huxleyi* (Lohm.), х 5360; *4 – Gephyrocapsa caribbeanica* Boudr. et Hay, х 14000; *5 – Umbellosphaera irregularis* Paasch. х 14080; *6 – Geophyrocapsa oceanica* Kampt., х 6400; *7* – неопределенный кокколит и фрагмент *Pseudoemiliania lacunosa* Kampt.?, х 6400; *8 – Umbilicosphaera mirabilis* Lohm., х 6400

Таблица X

Палеогеновые известковые нанофоссилии, скв. 381, обр. 40,1,15–17, стереоскан

1 – Chiasmolithus expansus (Bram. et Ried.), х 4000; *2 – Chiasmolithus* solitus (Bram. et Ried.), х 3600; *3 – Zygolithus dubius* Defl., х 7600; *4 – Discoaster kupperi* Strad., х 8000; *5 – Discoaster* cf. *tani* Bram. et Ried., х 5600; *6 – Sphenolithus radians* Defl., х 6640; *7* – общий вид осадка (*Coccolithus eopelagicus* Bram. et Ried., *Prediscosphaera* sp., *Reticulofenestra* sp., *Sphenolithus* sp.), х 1600; *8 – Coccolithus eopelagicus* Bram. et Ried., х 2400; *9* – общий вид осадка (*Reticulofenestra* sp., *Cyclococcolithus formosus* Kampt., *Discoaster barbadiensis* Tan), х 2400

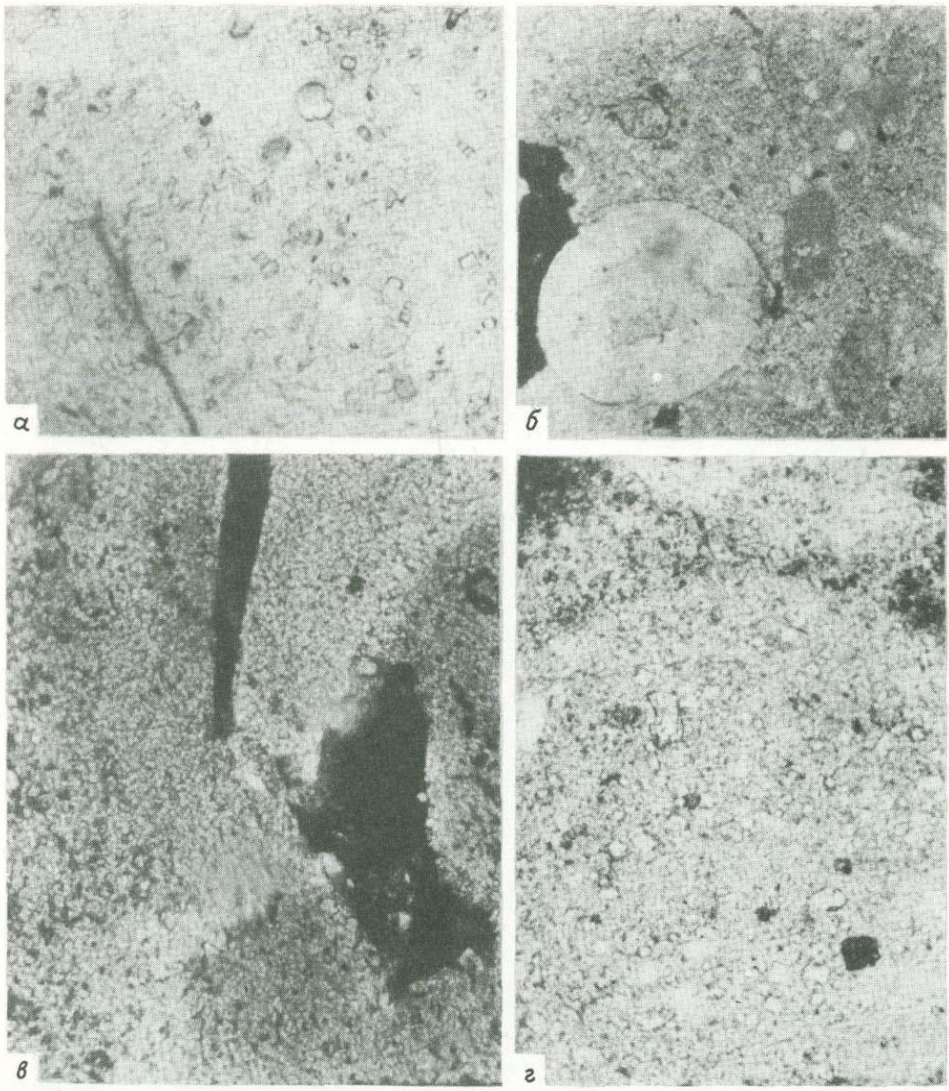


Рис. 10. **Шлифы пород, слагающих прослои литифицированных отложений в скв. 380А и 381**

а — сидерит, развитый по диатомиту (скв. 381, обр. 27,3, 77—79); микрозернистая масса — сидерит; видны реликты диатомей, ник. ||, х 100; *б* — анкеритовый мергель (скв. 380А, обр. 59, 1, 117—119, ник. +, х 55); в левом углу раковина фораминиферы, выполненная крупнозернистым кальцитом; микрозернистая масса — анкерит; *в* — глинистый анкерито-доломит (скв. 380А, обр. 73, 1, 58—60, ник. +, х 110); светлая микрозернистая масса — анкерито-доломит, черные точечные включения — микроконкреции пирита; *г* — известковая слабофосфатная порода с выделениями доломита (скв. 381, обр. 12, 2, 15—16, ник. || х 120); основная масса — изотропный коллофан (?), ромбоэдры — доломит

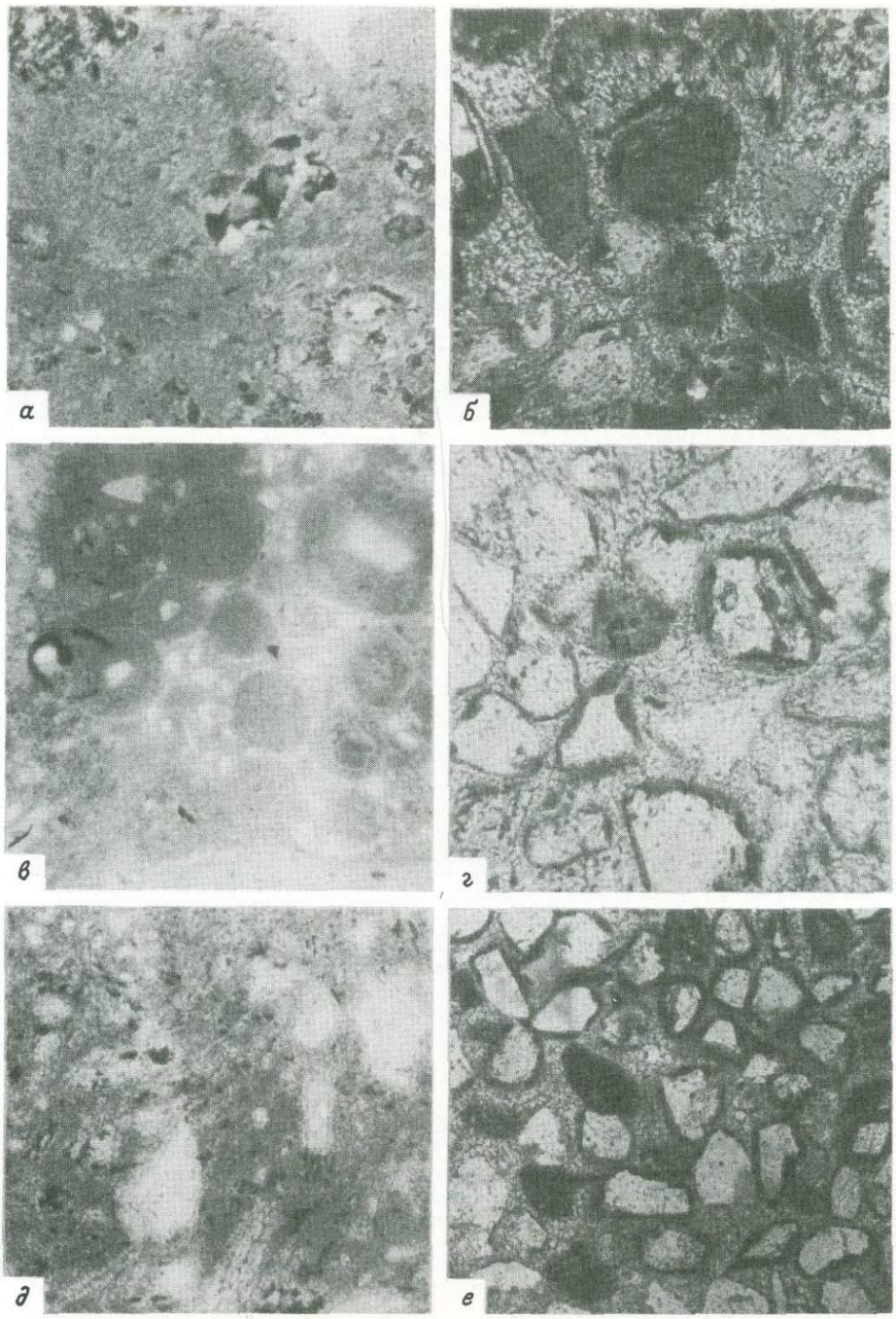


Рис. 11. **Шлифы обломочных пород**

а — фрагмент цементирующей массы гравелита (скв. 381, обр. 45 сс, ник. +, × 55); мелкомикрозернистая масса кальцита, содержащая алевропсаммитовый материал (плагиоклаз, кварц, обломки пород); видны редкие оолиты; *б* — аркозовый песчаник (скв. 381, обр. 46 сс, ник. +, × 100) с доломитовым микрозернистым цементом базального типа; *в* — участок карбонатного цемента с оолитовой структурой; доломитовый гравелит (скв. 381, обр. 45 сс, ник. ||, × 45); оолиты округлой формы с концентрическим строением, в центре оолитов наблюдаются песчинки плагиоклазов, кварца, слюды; видны оолиты без центральных ядер; *г* — аркозовый песчаник (скв. 381, обр. 46 сс, ник. ||, × 100); видны корродированность кристаллов полевых шпатов и кварца и образование вокруг них пленки из пелитоморфного карбоната; *д* — анкеритовый мергель (скв. 381, обр. 39, 1, 42–44, ник. ||, × 140); микрозернистая масса — анкерит; цифры на фото: 1 — плагиоклаз, 2 — кварц, 3 — мусковит; *е* — аркозовый песчаник (скв. 381, обр. 46 сс, ник. ||, × 60)

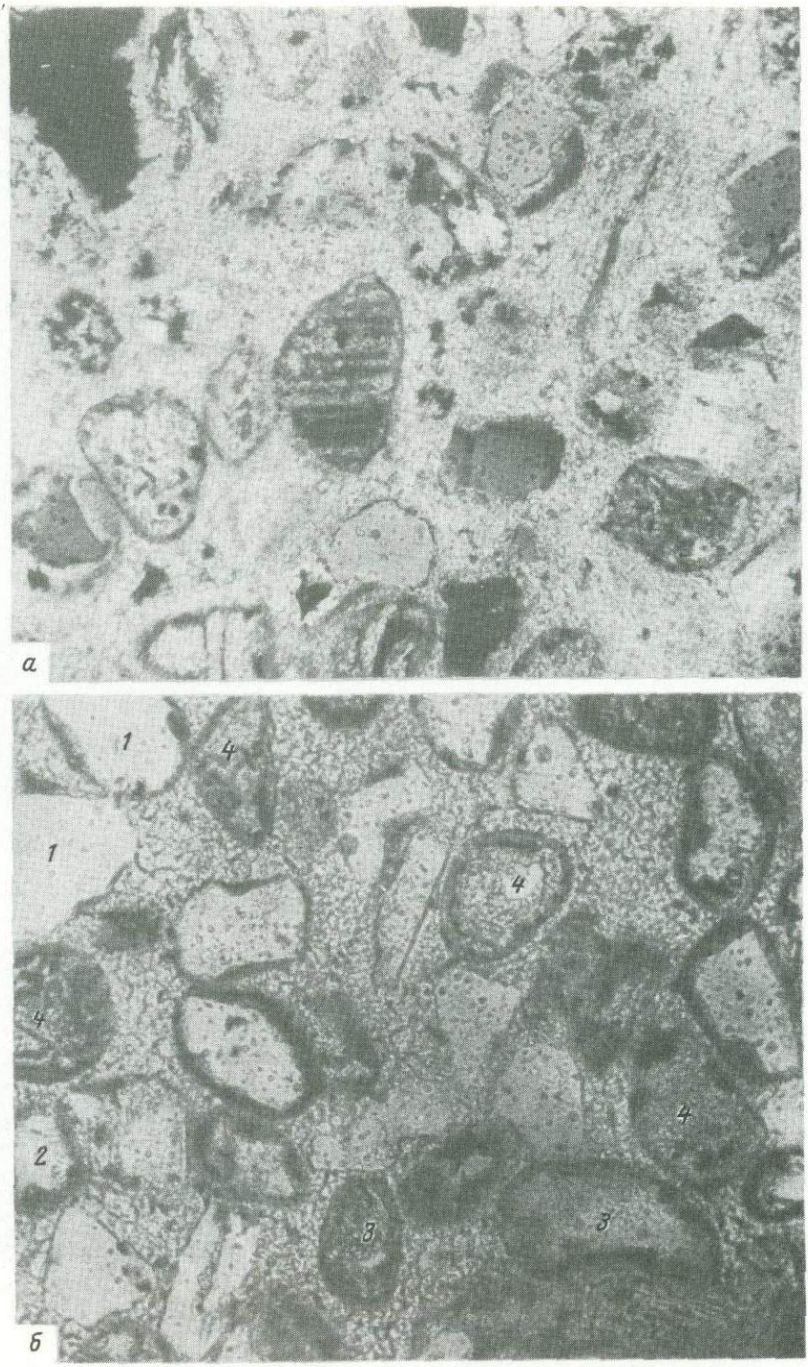


Рис. 12. **Аркозовый песчаник (скв. 381, обр. 47 сс, × 140)**
а — ник. + ; *б* — ник. ||; цифры на фото: 1 — плагиоклаз, 2 — кварц, 3 — обломки пород, 4 — изометрично-округлые образования, выполненные карбонатами

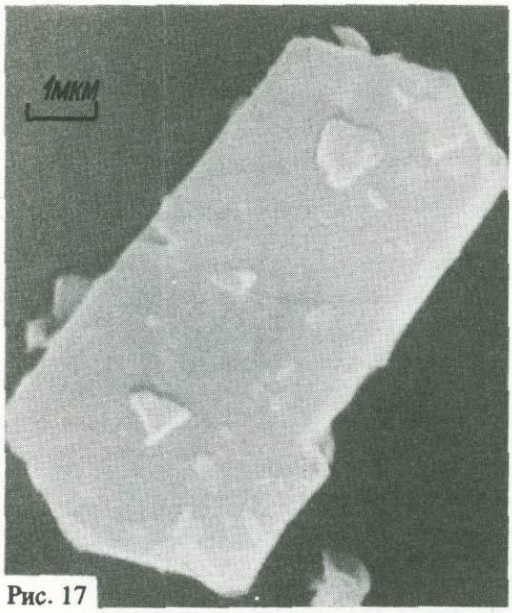


Рис. 17

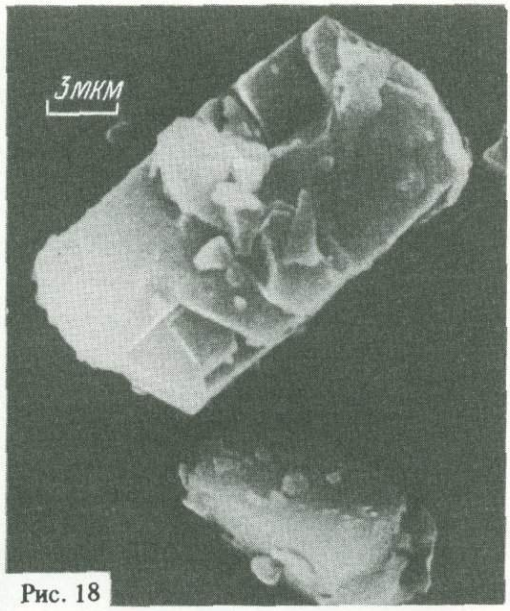


Рис. 18

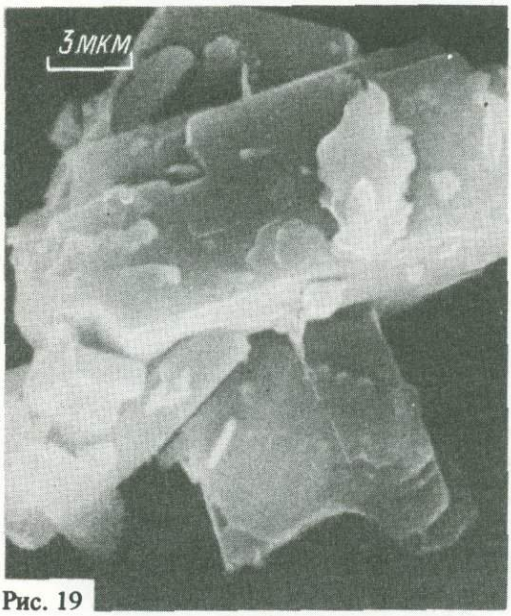


Рис. 19

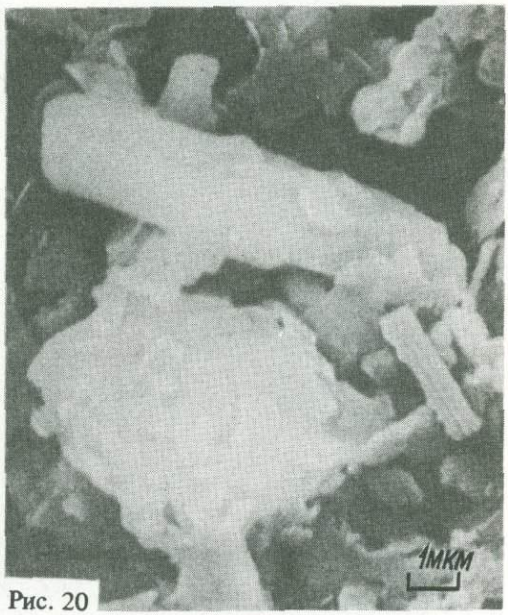


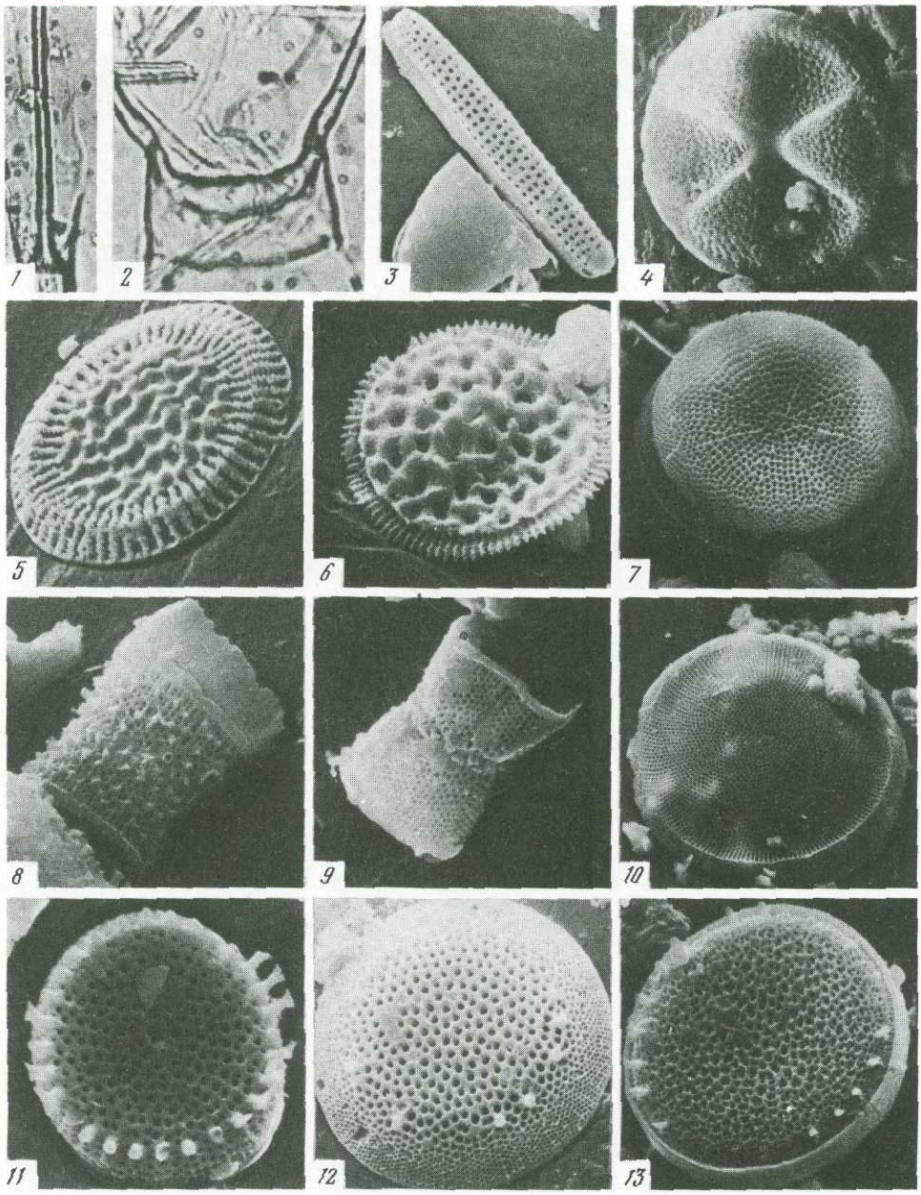
Рис. 20

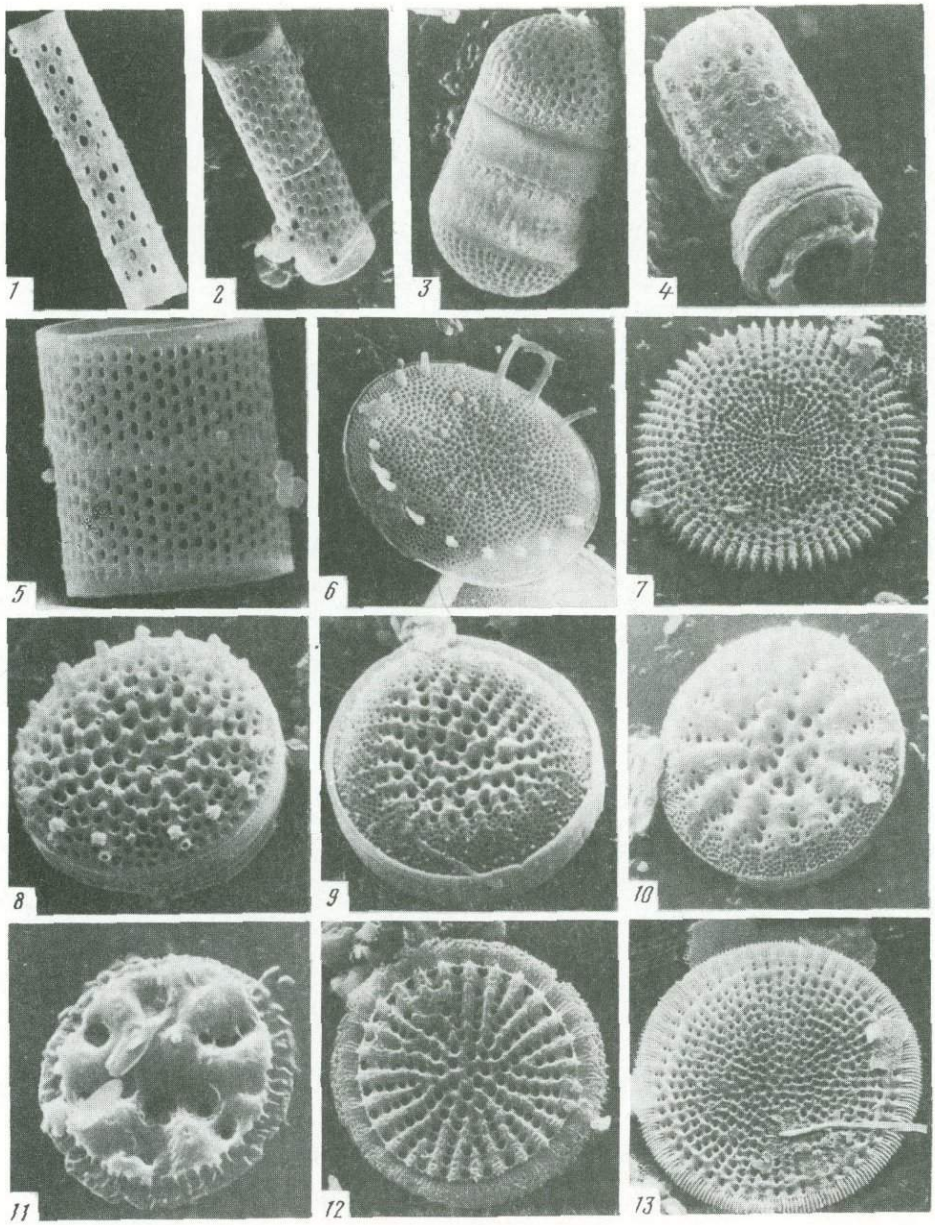
Рис. 17. **Уплощенный гейландитоподобный кристалл цеолита; скв. 380А, обр. 73, 2, 5, 18; стереоскан, × 8000**

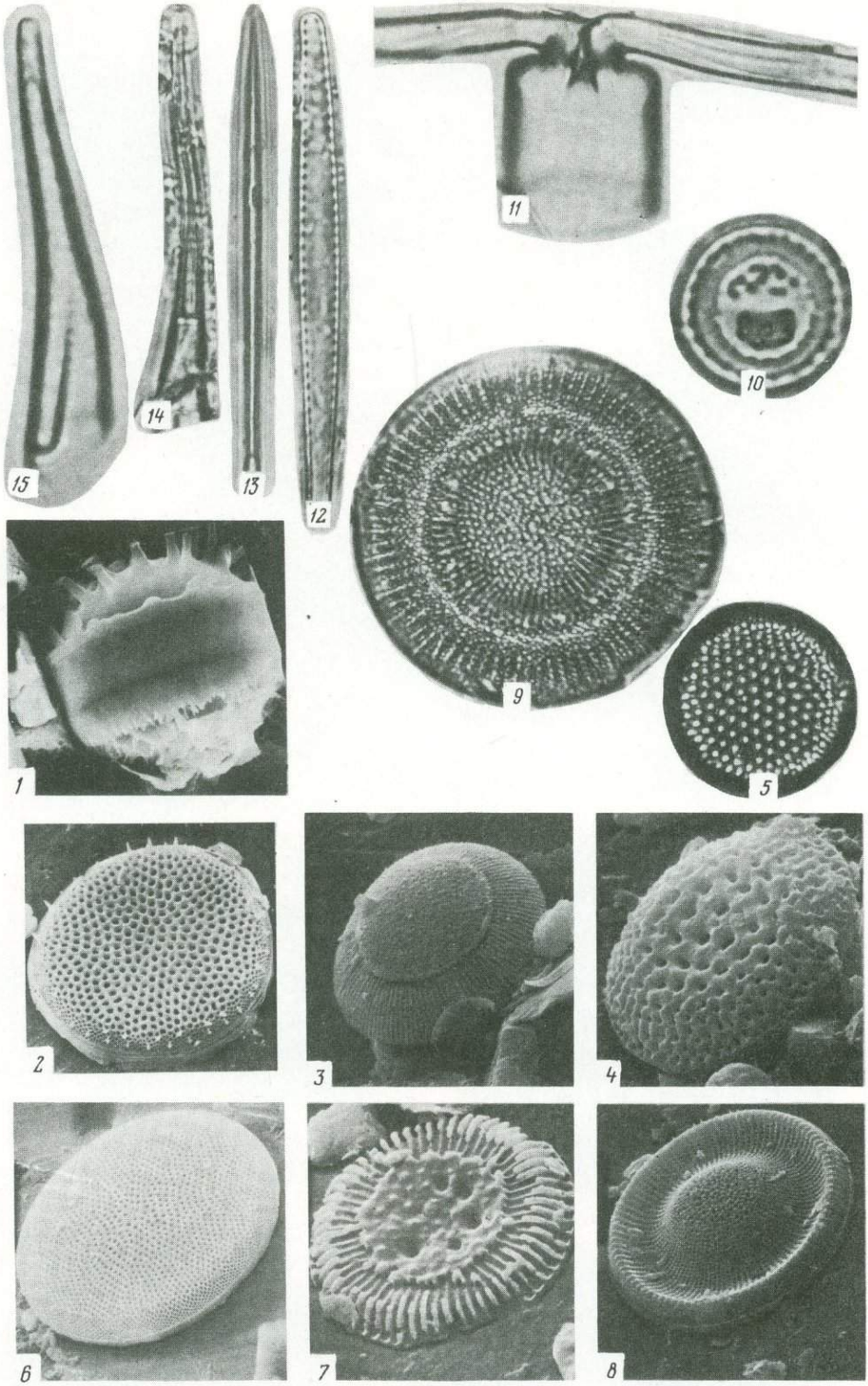
Рис. 18. **Гейландитоподобный кристалл цеолита; скв. 380А, обр. 73, 2, 5—18; стереоскан × 3000**

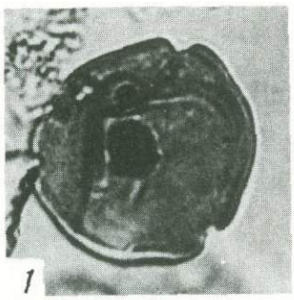
Рис. 19. **Сросток брусковидных и уплощенных кристаллов цеолитов; скв. 380А, обр. 73, 2, 5—18; стереоскан, × 4000**

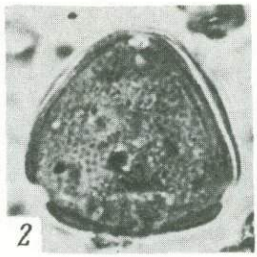
Рис. 20. **Кристалл цеолита, по облику приближающийся к филлипситу; скв. 379В, обр. 6сс; стереоскан, × 6000**

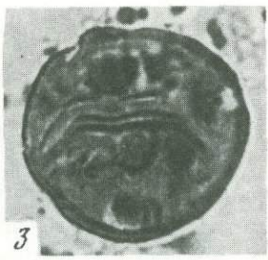

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13

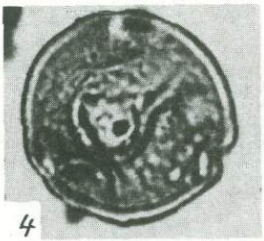

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13

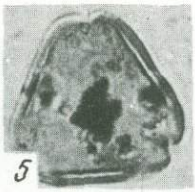

15
14
13
12
11
10
9
5
1
2
3
4
6
7
8

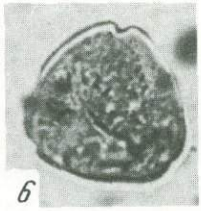

1

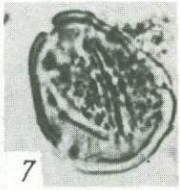

2

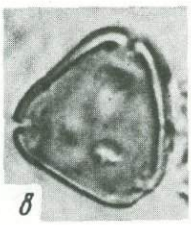

3

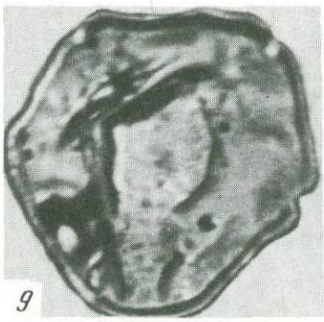

4

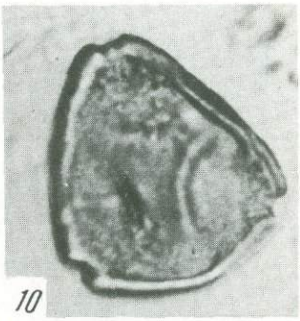

5

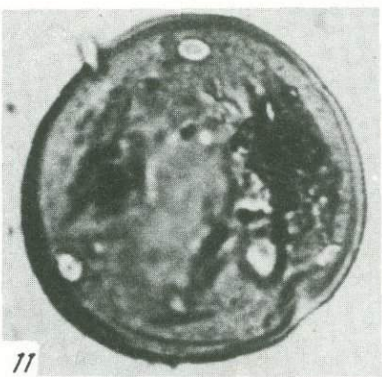

6

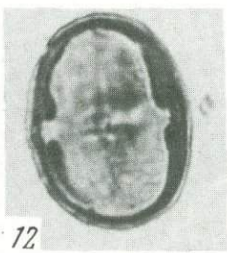

7


8


9

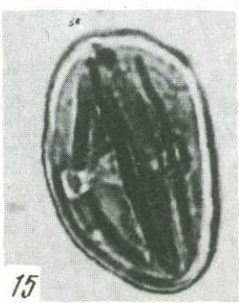

10


11

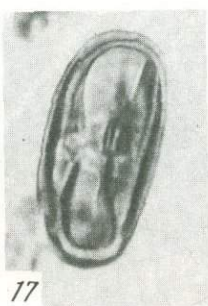

12


13

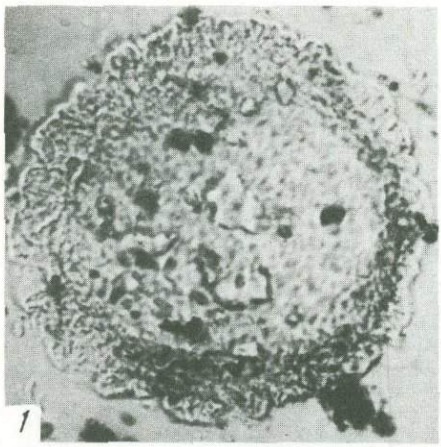

14

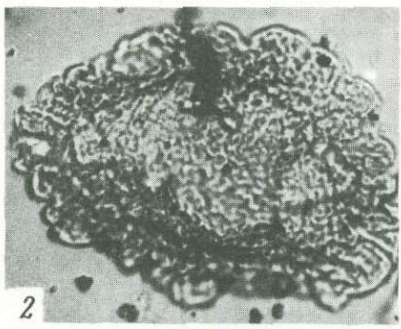

15

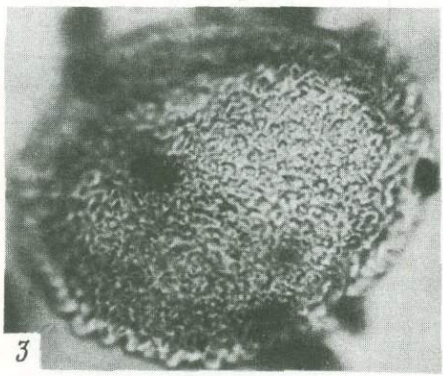

16

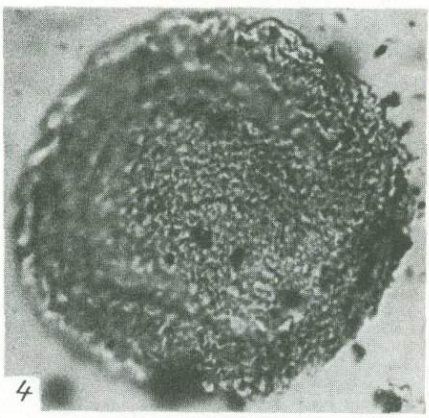

17

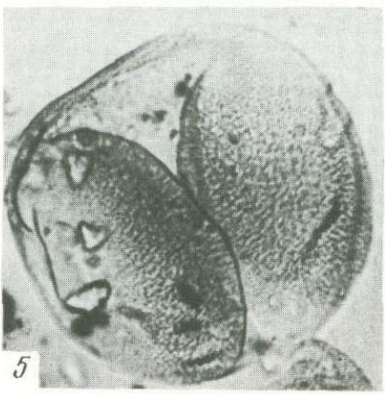

18

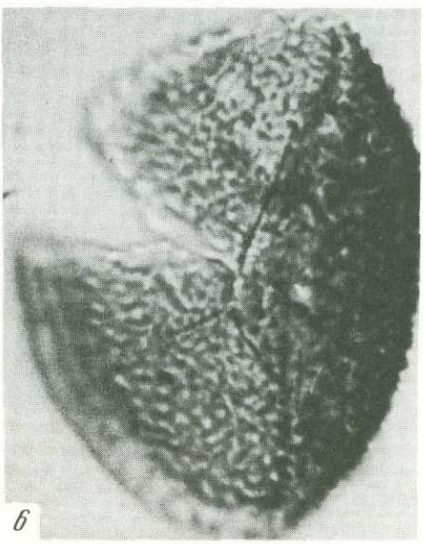

1

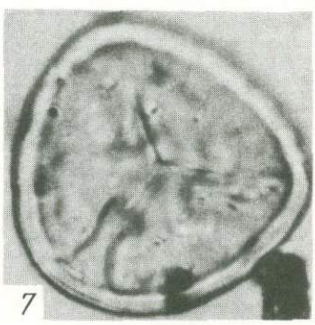

2

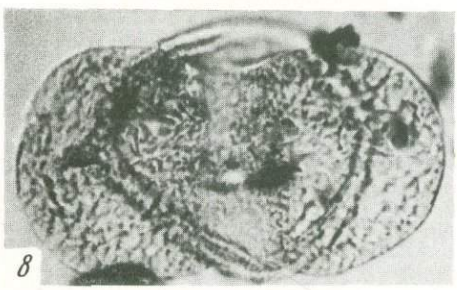

3

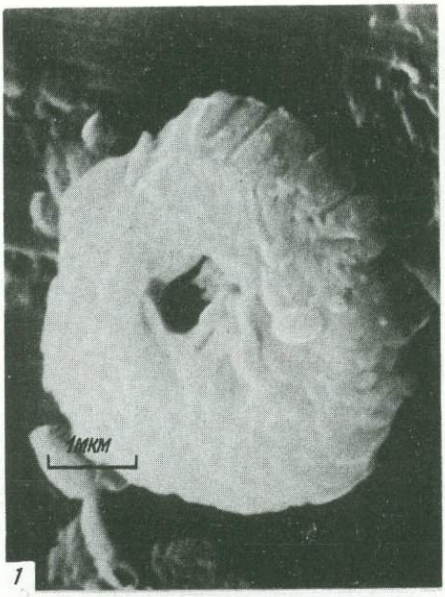

4


5

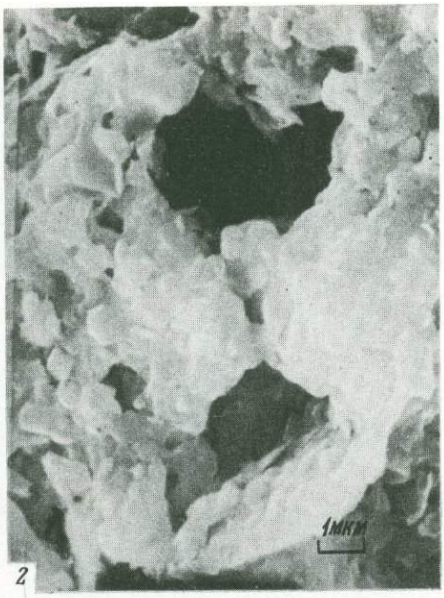

6


7

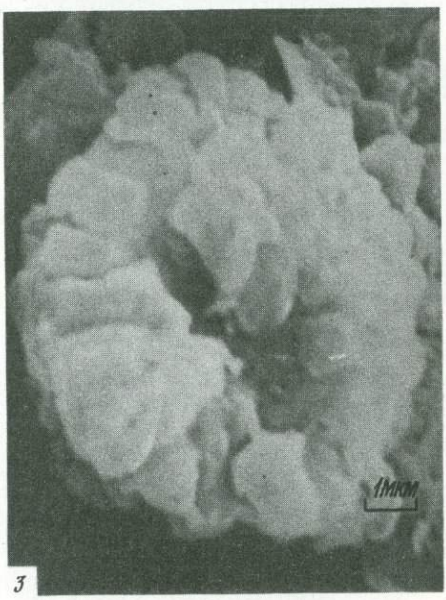

8



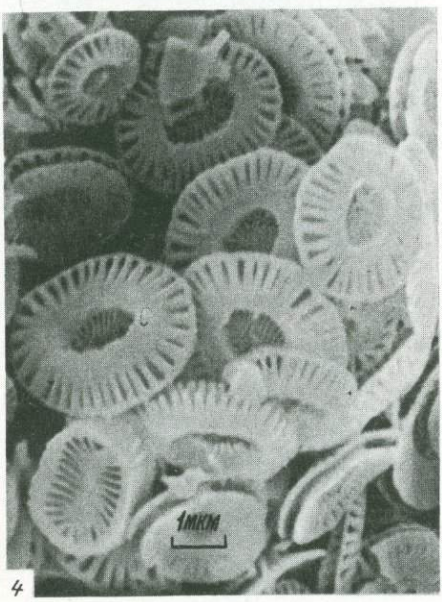
1



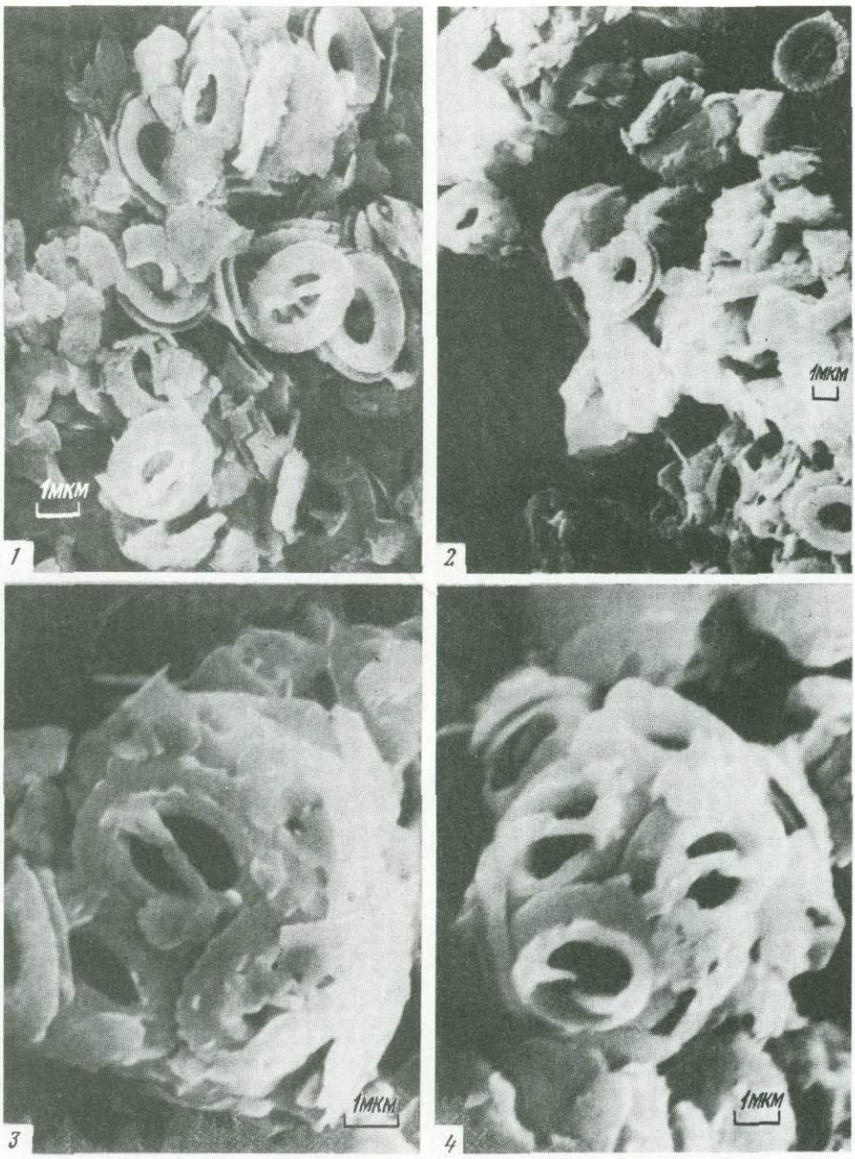
2



3

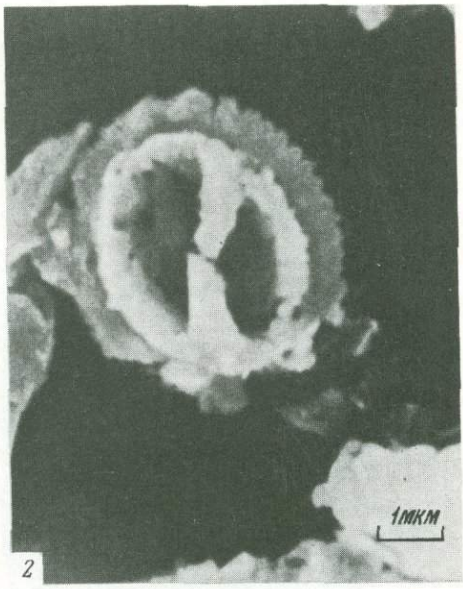


4

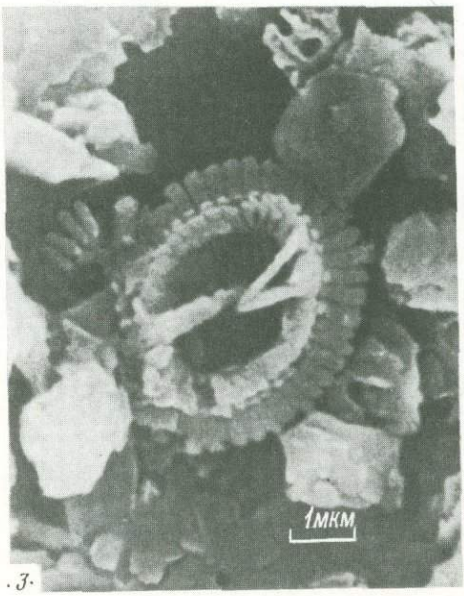

1мкм
1
1мкм
2
1мкм
3
1мкм
4



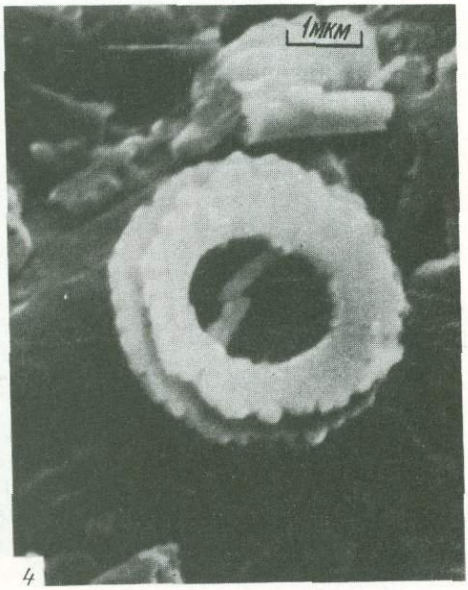
1



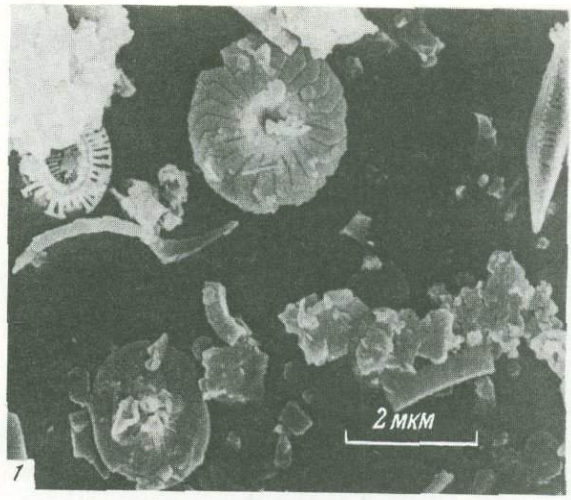
2



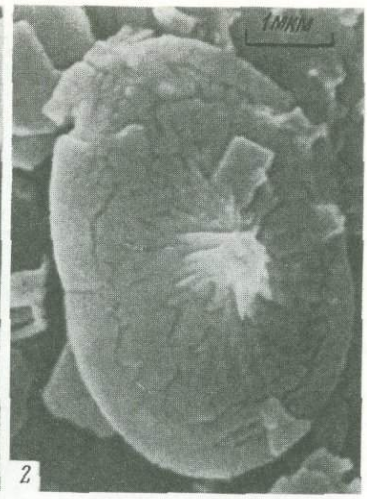
3



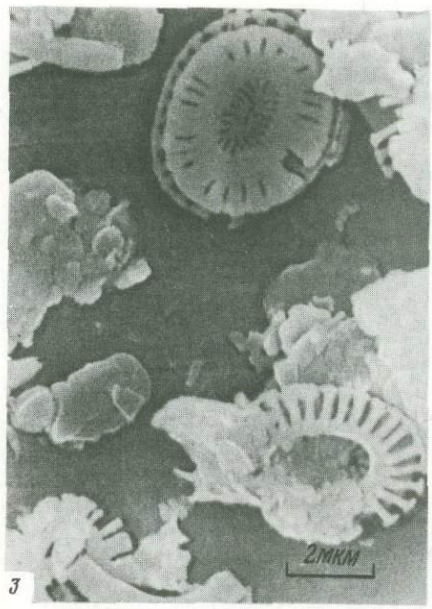
4



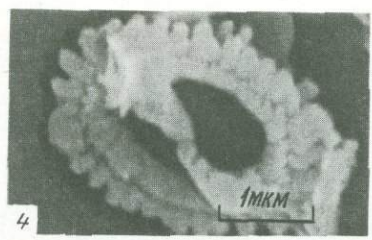
1



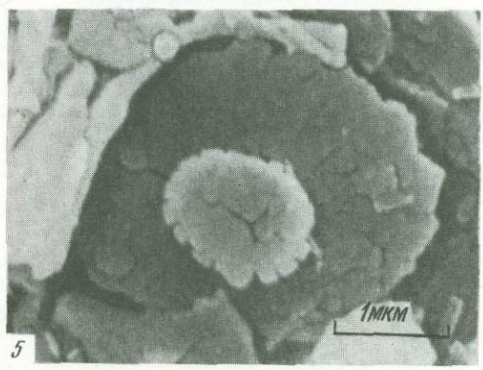
2



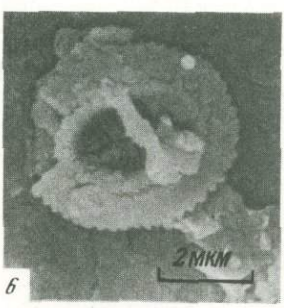
3



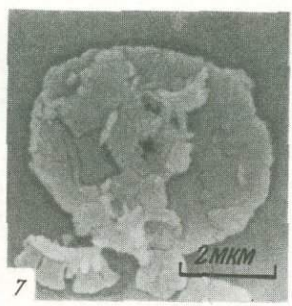
4



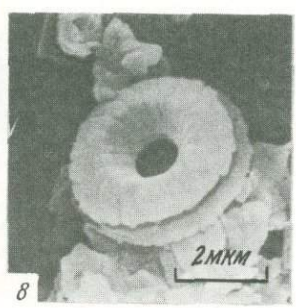
5



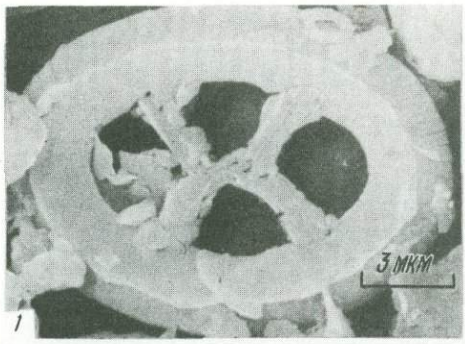
6

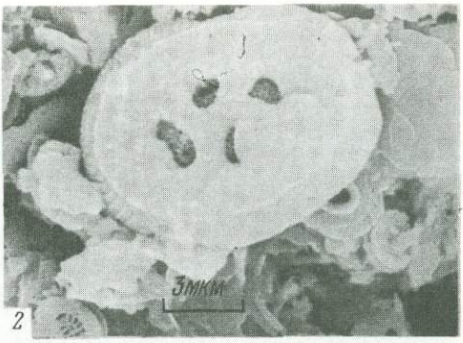


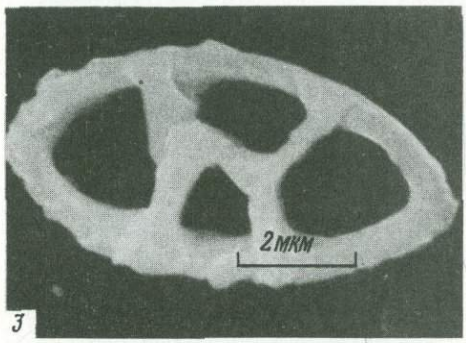
7

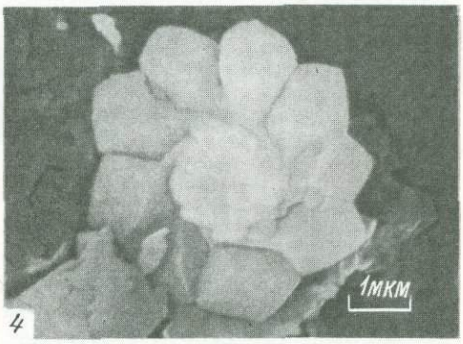


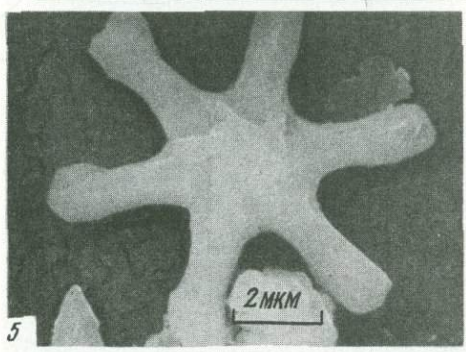
8

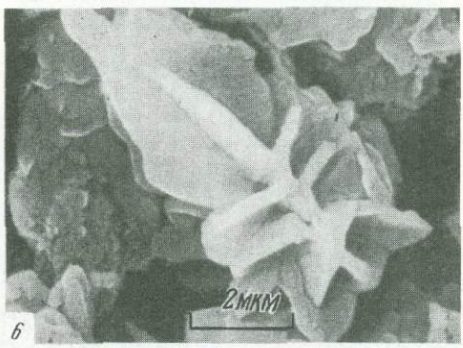

3 мкм
1


3мкм
2

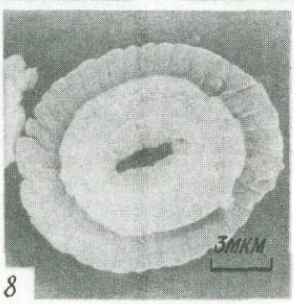

2мкм
3

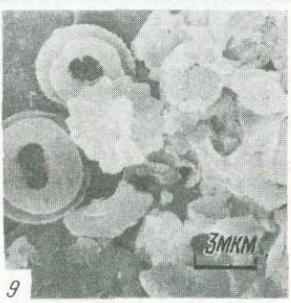

1мкм
4


2мкм
5


2мкм
6


5мкм
7


3мкм
8


3мкм
9

ЛИТЕРАТУРА

Ананова Е.Н. Пыльца неогеновых отложений юга Русской равнины. Л.: Изд-во ЛГУ, 1974.

Ананова Е.Н., Мицул Е.З. Новое о раннесарматской флоре с. Наславча. — В кн.: Палеонтологические исследования верхнего кайнозоя Молдавии. Кишинев, 1970.

Андрусов Н.И. О верхнеплиоценовых отложениях мыса Чауда на Керченском полуострове. — Тр. СПб. о-ва ест. отдела *геол. и минерал., протокол засед., 20.* 5. II 1889.

Андрусов Н.И. Понтический ярус. — В кн.: Геология России. СПб.: Изд-во Геол. ком., 1917, т. 4, ч. 2. вып. 2.

Андрусов Н.И. Геологическое строение дна Керченского пролива. — Изв. АН СССР. Сер. 6, 1918а, т.12, № 1.

Андрусов Н.И. Взаимоотношения Эвксинского и *Каспийского бассейнов в неогеновую* эпоху. — Изв. АН СССР. Сер. 6, 1918б, т. 12, № 8.

Андрусов Н.И. Геологическое строение и история Керченского пролива. — Бюл. МОИП. Отд.-ние геол., 1926а, т. 34, т. 4, 3/4.

Андрусов Н.И. Палеогеографические карты Черноморской области в верхнеплиоценовую, понтическую, чаудинскую эпохи и в эпоху эвксинского озера. — Бюл. МОИП. Отд-ние геол., 1926б, т. 34, т. 4, № 3/4.

Андрусов Н.И. Южно-Русский плиоцен по новейшим исследованиям. — Азерб. нефт. хоз-во, 1928, № 6/7.

Андрусов Н.И. Верхний плиоцен Черноморского бассейна. — В кн.: Геология СССР. Л.: Изд-во Геол. ком., 1929а, т. 4, ч. 2, вып. 3.

Андрусов Н.И. Понтийский ярус. — В кн.: Геология СССР. Л.: Изд-во Геол. ком., 1929б, т. 4, ч. 2, вып. 3.

Аронов С.Г., Нестеренко Л.П. Химия твердых горючих ископаемых. Харьков: Изд-во Харьк. ун-та, 1960.

Артюшенко А.Т. К истории растительности Прикарпатья в голоцене. Палинологические исследования осадочных отложений Украины и смежных районов. Киев: Наукова думка, 1976.

Архангельский А.Д., Страхов Н.М. Геологическое строение Черного моря. — Бюл. МОИП. Отд-ние геол., 1932, т. 10, № 1.

Архангельский А.Д., Страхов Н.М. Геологическое строение и история развития Черного моря. М.: Изд-во АН СССР, 1938.

Балашов Ю.А., Лисицын А.П. Миграция редкоземельных *элементов в океане.* — Океанологич. исслед., 1968, № 18.

Батурин Г.Н. Уран в процессе осадкообразования в Черном и Азовском морях. — Литол. и полезн. ископ., 1973, № 5.

Батурин Г.Н. Уран в современном осадкообразовании. М.: Атомиздат, 1975.

Безруков П.Л., Лисицын А.П. Классификация осадков современных водоемов. — Тр. ИО АН СССР, 1960, т. 32.

Беллами Л. Инфракрасные спектры сложных молекул. М.: ИЛ, 1963.

Беляева Л.С., Биккенина Д.А. Метод одновременного исследования компонентного состава битумоида и группового состава его углеводородной части. — Тр. ВНИГРИ, 1974, вып. 355.

Блажчишин А.И., Емельянов Е.М. Основные черты геохимии Балтийского моря. — В кн.: Геохимические исследования и поиски *полезных ископаемых в Белоруссии* и Прибалтике. Минск: Наука и техника, 1977.

Бойко Т.З. Литий, рубидий, цезий. — В кн.: Металлы в осадочных толщах. М.: Наука, 1964.

Борисенко Л.Ф. Скандий. — В кн.: Геохимия редких элементов. М., 1964, т. 1.

Бруевич С.В. Погребенные опресненные воды под современными осадками Черного моря. — ДАН СССР, 1952, т. 84, № 3.

Бруевич С.В. О водном и солевом балансе Черного моря. — Тр. ИО АН СССР, 1960, т. 42.

Бруевич С.В., Шишкина О.В. О палеогидрологии Черного моря в позднечетвертичное время. — ДАН СССР, 1959, т. 127, № 3.

Бутузова Г.Ю. К минералогии и геохимии сульфидов железа в осадках Черного моря. — Литол. и полезн. ископ., 1969, № 4.

Валяшко М.Г., Гурский Ю.Н. Новые данные о химическом составе иловых вод Черного моря. — В кн.: Влияние поровых вод на физико-химические свойства пород. Киев: Наукова думка, 1974.

Вассоевич Н.Б. Происхождение нефти. Вестн. МГУ. Сер. 4, Геологическая, 1975, № 5.

Вассоевич Н.Б., Геодекян А.А., Ильинская В.В. и др. Опыт мягкого термолиза органического вещества осадочных пород. — В кн.: Исследование органического вещества современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1976.

Вебер В.В., Глебовская Е.А., Горская А.И. Накопление и преобразование органического вещества в современных морских осадках. М.: Гостоптехиздат, 1956.

Вимба Б.Я. Термическое разложение сапропелевых углей и химическая характеристика получаемых продуктов: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Рига, 1956.

Виноградов А.П. Рассеянные химические элементы в подземных водах разного происхождения: О значении коэффициента пропорциональности. — Тр. Лаб. гидрогеол. проблем, 1948, № 1.

Виноградов А.П. Введение в геохимию океана. М.: Наука, 1967.

Виноградов А.П., Гриненко В.А., Устинов В.Н. Изотопный состав соединений серы в Черном море. — Геохимия, 1962, № 10.

Волков И.И. Основные закономерности распределения химических элементов в толще глубоководных осадков Черного моря. — Литол. и полезн. ископ., 1973, № 2.

Волков И.И. Химические элементы в речном стоке и формы их поступления в море

(на примере рек Черноморского бассейна). — В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975.

Волков И.И., Севастьянов В.Ф. Перераспределение химических элементов в диагенезе осадков Черного моря. — В кн.: Геохимия осадков, пород и руд/Под ред. Н.М. Страхова. М.: Наука, 1968.

Ганешин Г.С., Зубанов В.А. А нужно ли понижать плиоцен-плейстоценовую границу? — Сов. геол., 1977, № 1.

Гапонов Е.А. Ископаемые диатомовые водоросли из нижнесарматских слоев Подолии. — Ежегод. по геол. и минерал. России, 1915, т. 17.

Геодекян А.А., Чернова Т.Г., Ульмишек Г.Ф. и др. Битумоиды органического вещества осадков Черного моря (материалы глубоководного бурения). — Океанология, 1977, т. 17, № 5.

Гербер И.М., Бордовский О.К. Хроматографическое исследование углеводородных фракций морских и океанских осадков. — В кн.: Миграция нефти и газа и газовые равновесия в углеродных системах при высоких давлениях. М.: Наука, 1969.

Гинзбург А.И. Органическое вещество петрографических типов горючих сланцев (на примере некоторых месторождений СССР).— Литол. и полезн. ископ., 1969, № 4.

Глаголева М.А. Формы миграции элементов в речных водах. — В кн.: К познанию диагенеза осадков. М.: Изд-во АН СССР, 1959.

Глаголева М.А. К геохимии осадков Черного моря. — В кн.: Современные осадки морей и океанов. М.: Изд-во АН СССР, 1961.

Глебовская Е.А. Применение инфракрасной спектроскопии в нефтяной геохимии. Л.: Недра, 1971.

Глебовская Е.А. Опыты по термодеструкции ОВ в плане изучения процессов катагенетических превращений РОВ в природе. — В кн.: Исследование катагенетических превращений органического вещества. — Тр. ВНИГРИ, 1974, вып. 353.

Глебовская Е.А., Мельцанская Т.Н., Леглер Л.А. и др. Ступени катагенетического превращения органического вещества. — В кн.: Исследования органического вещества современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1976.

Глебовская Е.А., Мельцанская Т.Н., Сургова Н.З. и др. Моделирование катагенетических превращений сапропелевого органического вещества на примере оленекского богхеда. — В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков и методы его изучения. М.: Недра, 1974.

Головенкина Н.И. Микроскопическое исследование диатомитов Сисианского района Армянской ССР. — Вестн. ЛГУ. Ботаника, 1977, № 3.

Гончаров В.П., Непрочнов Ю.П., Непрочнова А.Ф. Рельеф дна и глубинное строение Черноморской впадины. М.: Наука, 1972.

Гуринович Г.П., Савченко А.И., Соловьев К.Н. Спектроскопия хлорофилла и родственных соединений. Минск: Наука и техника, 1968.

Гурский Ю.Н. Геохимическое поведение бора, йода и брома в современных морских отложениях: Тез. докл. на Междунар. геохим. конгрессе. М, 1971, ч. 2.

Горшкова Т.И. Условия накопления органического вещества в современных осадках морей СССР. — В кн.: Природа органического вещества современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1973.

Горькова И.М., Душкина Н.А., Рябичева К.Н. Изменение структурно-механических свойств четвертичных илов Черного моря в процессе диагенеза. — В кн.: К познанию диагенеза морских осадков/Под ред. Н.М. Страхова. М.: Изд-во АН СССР, 1959.

Гусева К.А. Причины периодичности в развитии фитопланктона Учинского водохранилища. — Бюл. МОИП. Отд-ние биол., 1947, т. 52, № 6.

Гусева А.Н., Лейфман И.Е. Устойчивость биосоединений в различных процессах начальных этапов литогенеза. — В кн.: Тез. докл. V Всесоюз. семинара "Органическое вещество в современных и ископаемых осадках". М.: Изд-во МГУ, 1976.

Давиташвили Л.Ш. К познанию фауны гаудинского горизонта. — Изв. Ассоц. науч.-исслед. ин-тов при физ.-мат. фак. МГУ, 1930, т. 3, № 2а.

Давиташвили Л.Ш. К истории мэотического бассейна. — Азерб. нефт. хоз-во, 1931, № 1.

Давиташвили Л.Ш. Заметки о проблемах стратиграфической палеонтологии кайнозоя Понто-Каспийской области. — Бюл. МОИП. Отд-ние геол., 1932, т. 10, № 1.

Дагенс Э.Т., Хант Дж.М. История Черноморского бассейна за последние 25 000 лет. — В кн.: Международный геохимический конгресс. Тез. докл. М., 1971, вып. 6, № 2.

Диатомовые водоросли СССР. Ископаемые и современные. М.: Наука, 1974. Т.1.

Диатомовый анализ. М.: Госгеолиздат, 1949—1950. Кн. 1—3.

Дроздова Т.В., Коченов А.В., Батурин Т.Н. Некоторые особенности компонентного состава органического вещества морских осадков. — Геохимия, 1967, № 10.

Дюжикова Т.Н., Родионова К.Ф. Характеристика ОВ осадков Черного моря: Тез. докл. V Всесоюзн. семинара "Органическое вещество в современных и ископаемых осадках". М.: Изд-во МГУ, 1976.

Дюжикова Т.Н., Родионова К.Ф., Гурский Ю.Н. К битуминологической характеристике органического вещества донных осадков северо-западной части Черного моря. — Тр. ВНИГРИ, 1975, вып. 175. (Геохимич. сб. № 10).

Емельянов Е.М. О возможности применения коэффициента стагнации (сероводородности) для палеогеографических реконструкций. — Океанология, 1978, т. 18, вып. 3.

Емельянов Е.М., Тримонис Э.С., Шимкус К.М. Железо, алюминий, титан и марганец во взвеси Черного моря. — Геохимия, 1975, № 10.

Емельянов Е.М., Тримонис Э.С., Шимкус К.М. Количественное распределение и абсолютные массы взвешенных Fe, Al, Ti, Mn в водах Черного моря. — Геохимия, 1976, № 9.

Емельянов Е.М., Шимкус К.М. К вопросу об изучении изменчивости глубоководных осадков Черного моря. — Океанология, 1962, т. 2, вып. 5.

Емельянов Е.М., Шимкус К.М. Новые данные о глубоководных новоэвксинских отложениях Черного моря. — Океанология, 1963, т. 3, вып. 3.

Жабрев Д.В., Ларская Е.С. Влияние термодинамических условий в недрах на преобра-

зование рассеянного органического вещества в осадочных породах. — Геол. нефти и газа, 1965, № 8.
Жестков Д.К. Опыт исследования битумоидов в малых навесках. Южно-Сахалинск, 1959.
Жузе А.П. К истории диатомовой флоры озера Ханка. — Тр. ИГ АН СССР, 1952, вып. 51.
Жузе А.П. Вопросы стратиграфии и палеогеографии северной части Тихого океана (по данным диатомового анализа). — Океанология, 1963, т. 3, вып. 6.
Жузе А.П. Диатомеи в осадках плейстоценового и позднеплиоценового возраста бореальной области Тихого океана. — В кн.: Основные проблемы микропалеонтологии и органогенного осадконакопления в океанах и морях. М.: Наука, 1969.
Жузе А.П., Мухина В.В. История Черного моря в плиоцене и плейстоцене по микропалеонтологическим данным. — В кн.: Тез. I съезда советских океанологов. М.: Наука, 1977, вып. 3.
Зайцева Е.Д. Щелочность и биогенные элементы в грунтовых растворах осадков северо-восточной части Черного моря. — В кн.: К познанию диагенеза морских осадков/ Под ред. Н.М. Страхова. М.: Изд-во АН СССР, 1959.
Зайцева Е.Д. Обменные катионы осадков Черного моря. — Тр. ИО АН СССР, 1962, т. 54.
Земная кора и история развития Черноморской впадины. М.: Наука, 1975.
Касаточкин В.А., Смуткина З.С. Кинетика термического разложения и структурные превращения ископаемых углей. — ДАН СССР, 1967, т. 113, № 10.
Коган Г.М. Микроэлементарный сток Днепра и Южного Буга. — В кн.: Биологические проблемы океанографии южных морей. Киев: Наукова думка, 1969.
Комаров А.В., Шимкус К.М. Палинологические спектры современных осадков восточной части Черного моря и сопоставление их с растительностью побережий. — В кн.: Маринопалинологические исследования в СССР. М.: ГИН, 1974.
Коновалов Г.С. Вынос микроэлементов главнейшими реками СССР. — ДАН СССР, 1959, т. 129, № 4.
Коновалов Г.С., Иванова А.А., Колесникова Т.Х. Рассеянные и редкие элементы, растворенные в воде и содержащиеся во взвешенных веществах главнейших рек СССР. — В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968.
Коренева Е.В., Удинцева О.Г. Палинологическое изучение двух колонок донных отложений Черного моря. — В кн.: Палинологическое обоснование стратиграфии антропогена: К X конгрессу ИНКВА. М: ГИН, 1977.
Косолапов З.Е. Поведение некоторых углей при нагревании их в интервале 150–800°С. — Химия твердого топлива, 1936, т. 7, вып. 2.
Коченов А.В., Батурин Г.Н., Ковалева С.А. и др. Уран и органическое вещество в осадках Черного и Средиземного морей.— Геохимия, 1965, № 3.
Красинцева В.В., Шишкина О.В. К вопросу о распределении бора в морских осадках.— ДАН СССР, 1959, т. 128, № 4.
Крылов А.Я. Вопросы определения возраста пород дна океанов и океанических островов. — В кн.: Новые данные абсолютной геохронологии. М.: Наука, 1974.
Крылов А.Я., Авдзейко Г.В., Аляпышев О.А. и др. Абсолютный возраст терригенных минералов Черноморского бассейна. — В кн.: Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста. М.: Наука, 1973а.
Крылов А.Я., Емельянов Е.М., Силин Ю.И. и др. Некоторые вопросы формирования терригенного материала глубоководных древнечерноморских и новоэвксинских осадков Черного моря. — В кн.: Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста. М.: Наука, 1973б.
Крылов А.Я., Лисицын А.П., Силин Ю.И. Значение аргон-калиевого отношения в океанических илах. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 3.
Крылов А.Я., Силин Ю.И. Возможность применения аргонового метода определения возраста для изучения миграции терригенных осадков. — ДАН СССР, 1959, т. 129, № 3.
Крылов А.Я., Силин Ю.И. Применение аргонового метода определения возраста в морской геологии и палеогеографии. — В кн.: Химия земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963, т. 1.
Кудельский А.В. Гидрогеология, гидрогеохимия йода. Минск: Наука и техника, 1976.
Кузнецов Ю.В. Радиохимические основы неравновесных методов датирования океанических осадков: Автореф. дис. ... докт. геол.-минерал. наук. Л., 1971.
Куприн П.Н., Потапова Л.И. О некоторых чертах диагенеза органического вещества современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1973.
Куприн П.Н., Потапова Л.И., Ермакова В.И., Шарнов Н.М. Структурные особенности органического вещества осадков Черного моря. — В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков и методы его изучения. М.: Наука, 1974.
Куприн П.Н., Потапова Л.И. Раннедиагенетические превращения органического вещества в осадках. — В кн.: Тр. совещания "Изучение направленности преобразования органического вещества на стадиях седиментогенеза, диагенеза и катагенеза". М.: ИГиРГИ, 1977.
Куприн П.Н., Сорокин В.М. Нерастворимая часть органического вещества осадков Черного моря. — Литол. и полезн. ископ., 1976, № 5.
Куприн П.Н., Щербаков Ф.А., Поляков А.С. и др. Формирование физико-механических свойств плиоцен-четвертичных отложений Черного моря. М., 1978.
Куринов А.Д. Инструментальный нейтронно-активационный анализ океанических осадков: Автореф. дис. ...канд. геол.-минерал. наук. М.: ИО АН СССР, 1975.
Куринов А.Д., Лисицын А.П., Лукашин В.Н., Смахтин Л.А. Нейтронно-активационный и спектральный методы определения микроэлементов в океанических осадках. — Океанология, 1974, т. 24, вып. 3.
Ларская Е.С. К изучению раннедиагенетической стадии преобразования органического вещества. — В кн.: Накопление и преобразование органического вещества в современных и ископаемых осадках. М.: Наука, 1978.
Лисицын А.П. К обработке результатов механического анализа морских осадков. — Тр. ИО АН СССР, 1956, т. 19.
Лисицын А.П. Распределение и химический состав взвеси в водах Индийского океана. — Океанология, 1964, № 10.

Лубченко И.Ю., Белова И.В. Миграция элементов в речных водах. — Литол. и полезн. ископ., 1973, № 2.

Макаров Г.Н., Житов Б.Н., Шашкова Т.Д. и др. Предварительная термическая подготовка углей для коксования. — Кокс и химия, 1957, вып. 4, № 12.

Макаров И.В., Козыренко Т.Ф. Диатомовые водоросли из морских миоценовых отложений юга европейской части СССР. М.; Л.: Наука, 1966.

Маловицкий Я.П., Бокун В.В., Бокун Р.А. Новые данные сейсморазведки МОВ о геологическом строении континентального склона и глубоководной впадины акватории Черного моря. — В кн.: Вопросы геологии и нефтегазоносности Кавказа и Предкавказья. М.: ГОСИНТИ, 1963.

Мамацашвили Н.С. Палинологическая характеристика четвертичных континентальных отложений Колхиды. Тбилиси: Мецниереба, 1975.

Марков К.К., Лазуков Г.И., Николаев В.А. Четвертичный период (ледниковый период — антропогеновый период). М.: Изд-во МГУ, 1965, Т. II. Территория СССР, гл. 3.

Мейштас Э.А. К методике количественного спектрального анализа некоторых микроэлементов в морских донных осадках (Ba, Be, Ge, Cr, Ni, Mo, Ir, V). — Океанология, 1969, т. 10, вып. 2.

Меламедова В.С. Распределение нормальных алканов в маслах ХБА в диагенезе и раннем катагенезе. — Геохим. сб., 1975, № 10, вып. 175.

Методы анализа органических соединений нефти, их смесей и производных. М.: Наука, 1969.

Моисеева А.И. Атлас неогеновых диатомовых водорослей Приморского края. Л.: Недра, 1971.

Мокиевская В.В. К вопросу о существовании железа в морских и иловых водах Черного моря. — Тр. Океаногр. комис. АН СССР, 1960, т. 10, № 2.

Морозов Н.П. К геохимии редких щелочных элементов в океанах и морях. — Океанология, 1968, т. 8, вып. 2.

Муратов М.В. История Черноморского бассейна в связи с развитием окружающих его областей. — Бюл. МОИП. Отд.-ние геол., 1951, т. 26, № 1.

Муратов М.В. Четвертичная история Черноморского бассейна в сравнении с историей Средиземного моря. — Бюл. МОИП. Отдние геол., 1960, т. 35, № 5.

Муратов М.В. История формирования глубоководной котловины Черного моря в сравнении с впадинами Средиземного. — Геотектоника, 1972, № 5.

Наканиси К. Инфракрасные спектры органических соединений. М.: Мир, 1965.

Нгуен Дик Зи. Палинологическая характеристика угленосных гомогеновых и неогеновых отложений Новодмитровской депрессии (северо-западные окраины Донбасса).— Вестн. Харьк. ун-та, 1970, № 55.

Невесская Л.А. Смена комплексов двухстворчатых моллюсков Черного моря в позднечетвертичное время. — ДАН СССР, 1958, т. 121, № 1.

Невесская Л.А. Особенности развития двухстворчатых моллюсков Черного моря в позднечетвертичное время. — ДАН СССР, 1962, т. 143, № 5.

Невесская Л.А. Определитель двухстворчатых моллюсков морских четвертичных отложений Черноморского бассейна. — Тр. ПИН АН СССР, 1963, т. 96.

Невесская Л.А. Позднечетвертичные двухстворчатые моллюски Черного моря и их систематика и экология. — Тр. ПИН АН СССР, 1965, т. 105.

Невесская Л.А. Результаты изучения нескольких колонок с донных отложений из глубоководной части Черного моря. М., 1974.

Невесская Л.А., Невесский Е.Н. О соотношении карангатских и новозэксинских слоев в прибрежных районах Черного моря. — ДАН СССР, 1961, т. 137, № 4.

Непрочнов Ю.П., Ельников И.Н. Результаты сейсмических исследований строения осадочной толщи Черноморской впадины на профиле Ялта—Синоп. — Океанология, 1969, т. 9, вып. 5.

Непрочнов Ю.П., Ельников И.Н., Холопов Б.В. и др. Сейсмическое зондирование в океане с применением пневматических источников упругих волн. — Океанология, 1974, т. 14, № 1.

Непрочнов Ю.П., Михно М.Ф. Данные о строении осадочной толщи глубоководной впадины Черного моря в районе г. Сочи. — ДАН СССР, 1961, т. 137, № 5.

Непрочнов Ю.П., Москаленко В.Н. Сейсмические исследования строения Черноморской впадины в прибрежной зоне между Сочи и Гудаутой. — Геотектоника, 1969, № 3.

Непрочнов Ю.П., Семенов Г.А. Использование динамических особенностей водных волн для исследования осадочной толщи. — В кн.: Строение западной части Черноморской впадины. М.: Наука, 1972.

Непрочнова А.Ф. Строение осадочной толщи глубоководной впадины Черного моря по сейсмическим данным. — Океанология, 1975, т. 15, вып. 4.

Непрочнова А.Ф., Непрочнов Ю.П., Ельников И.Н. Строение осадочной толщи глубоководной впадины Черного моря к югу от берегов Крыма. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 7.

Николаев Д.С., Лазарев К.Ф., Корн О.П. и др. К изотопному составу урана в водах и осадках Черного и Азовского морей. — ДАН СССР, 1965, т. 165, № 1.

Онческу Н. Геология Румынской Народной Республики. М.: ИЛ, 1960.

Остроумов Э.А. Редкие земли в глубоководных отложениях Черного моря. — ДАН СССР, 1953, т. 91, № 5.

Остроумов Э.А., Волков И.И. Сульфаты в донных отложениях Черного моря. — Тр. ИО АН СССР, 1964, т. 67.

Паришкура С.И. О палеогеографических условиях Нижнего Приднепровья в позднем плиоцене и антропогене (по данным спорово-пыльцевого анализа). — В кн.: Палинологические исследования осадочных отложений Украины и смежных районов. Киев: Наукова думка, 1976.

Парпарова Г.М. Характеристика рассеянного органического вещества пород по данным углепетрографических исследований. — В кн.: Генезис нефти и газа. М.: Недра, 1967.

Петелин В.П. Новый метод водного механического анализа морских осадков. — Океанология, 1961, т. 1, вып. 1.

Пилипчук М.Ф. Геохимия молибдена в Черном море: Автореф. дис.... канд. геол.-минерал. наук. М.: МГУ, 1971.

Пилипчук М.Ф., Волков И.И. Вольфрам в современных осадках Черного моря. — ДАН СССР, 1966, № 2.

Полуэктов Н.С. Методы анализа по фотометрии пламени. М., 1959.

Пономарев А.И. Методы химического анализа силикатных и карбонатных пород. М., 1961.

Потапова Л.И., Куприн П.Н., Ракчеев А.Д. Исследование органического вещества современных осадков в инфракрасных лучах. — В кн. Природа органического вещества современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1973.

Прокопцев Н.Г. К методике механического анализа пелитовых фракций морских осадков (суспензионные весы). — Океанология, 1964, т. 4, вып. 4.

Прошкина-Лавренко А.И. Диатомовые водоросли планктона Черного моря. М.: Изд-во АН СССР, 1955.

Прошкина-Лавренко А.И. Диатомовые водоросли бентоса Черного моря. М.; Л., 1963.

Ратеев М.А. Закономерности размещения и генезис глинистых минералов в современных и древних морских бассейнах. М.: Наука, 1964.

Родионова К.Ф., Соколов В.Л., Симоненко В.Ф. и др. Экспериментальное исследование превращения рассеянного органического вещества и газообразования при термобарическом воздействии на породы. — Тр. ВНИГРИ, 1973, вып. 138. (Геохим. сб. № 5).

Родионова К.Ф., Шляхов А.Ф., Телкова М.С. Распределение нормальных и изопреноидных алканов в современных осадках персидского залива. — Тр. ВНИГНИ, 1975, вып. 1975. (Геохим. сб. № 10).

Ронов А.Б., Гирин Ю.П., Ермишкина А.И. и др. Геохимия фтора в осадочном цикле. — Геохимия, 1974, № 11.

Рыбакова Н.О. Палинологическая характеристика паннонских отложений Солотвинской впадины Закарпатья. — В кн.: Значение палинологического анализа для стратиграфии и палеофлористики. М.: Наука, 1966.

Сагалевич А.М., Сорохтин О.Г., Удинцев Г.Б., Шехватов Б.В. Сейсмическое профилирование дна Черного моря. — Вестн. АН СССР, 1970, № 3.

Семененко В.И., Ковалюх М.М. Абсолютный возраст верхнечетвертичных отложений Азово-Черноморского бассейна по данным радиоуглеродного анализа. — Геол. журн., 1973, т. 33, № 6.

Семененко В.И., Люльева С.А. Опыт прямой корреляции миоплиоцена восточного Паратетиса и Тетиса. — В кн.: Стратиграфия кайнозоя северного Причерноморья и Крыма. Днепропетровск: ДГУ, 1978.

Скопинцев Б.А. Формирование современного химического состава вод Черного моря. — Л.: Гидрометеоиздат, 1975.

Соколов В.Л., Арефьев О.А., Гуляева Н.Д. и др. Катагенез органического вещества и газообразование по экспериментальным данным. — В кн.: Исследование органического вещества современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1976.

Соколова Е.Г., Пилипчук М.Ф. Селен в современных осадках Черного моря. — ДАН СССР, 1970, т. 193, № 3.

Старик И.Е., Кузнецов Ю.В., Николаев Д.С. и др. Распределение радиоэлементов в осадках Черного моря. — ДАН СССР, 1959, т. 129, № 5.

Старик И.Е., Николаев Д.С., Кузнецов Ю.В., Легин В.К. Соотношение радиоактивности осадков Азовского и Черного морей. — ДАН СССР, 1961а, т.139, № 2.

Старик И.Е., Николаев Д.С., Кузнецов Ю.В., Легин В.К. Радиоактивность осадков Черного моря. — ДАН СССР, 1961б, т. 139, № 6.

Старикова Н.Д. Органическое вещество в жидкой фазе остатков Черного моря. — В кн.: К познанию диагенеза морских осадков/Под ред. Н.М. Страхова. М.: Изд-во АН СССР, 1959.

Страхов Н.М. Формы железа в отложениях Черного моря и их значение для теории диагенеза. — В кн.: К познанию диагенеза морских осадков / Под ред. Н.М. Страхова. М.: Изд-во АН СССР, 1959.

Страхов Н.М. О некоторых новых чертах диагенеза черноморских отложений. — Литол. и полезн. ископ., 1963, № 1.

Страхов Н.М. Геохимическая эволюция Черного моря в голоцене. — Литол. и полезн. ископ., 1971, № 3.

Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976.

Страхов Н.М., Белова И.В., Глаголева М.А., Лубченко И.Ю. Распределение и формы нахождения элементов в поверхностном слое современных черноморских отложений. — Литол. и полезн. ископ., 1971, № 2.

Сухоруков Ф.В., Емельянов Е.М. Бор в донных осадках северо-восточной части бассейна Атлантического океана. — ДАН СССР, 1969, т. 187, № 5.

Сябряй С.В. Флористическая характеристика углей Вышковского угленосного района в Солотвинской впадине. — В кн.: Проблемы палинологии. Киев: Наукова думка, 1971, вып. 1.

Тагеева Н.В., Тихомирова М.М. Гидрогеохимия донных осадков Черного моря. М.: Изд-во АН СССР, 1962.

Тамонтьев В.П., Брусевич С.В. Стронций в водах Тихого и Индийского океанов и Черного моря. — Тр. ИО АН СССР, 1964, т. 67.

Тримонис Э.С. Современное осадкообразование в Черном море: Автореф. дис.... канд. геол.-минерал. наук. М., 1972.

Успенский В.А., Неручев С.Г., Радченко О.А. и др. Формирование основных типов ископаемого органического вещества и их эволюция на последовательных этапах литогенеза. — В кн.: Природа органического вещества современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1973.

Успенский В.А., Радченко О.А. — Нефт. хозво, 1954, № 8.

Федоров П.В. Стратиграфия четвертичных отложений крымско-кавказского побережья и некоторые вопросы геологической истории Черного моря. М.: Изд-во АН СССР, 1963.

Федоров П.В. Проблема корреляции плейстоцена Черного и Средиземного морей. — В кн.: Основные проблемы геологии антропогена Евразии. М.: Наука, 1969.

Федоров П.В. Основные вопросы плейстоцена Понто-Каспия. М.: Наука, 1977. Ч. 2. Поздний кайнозой Северной Азии.

Федоров П.В. Плейстоцен Понто-Каспия. — Тр. ГИН АН СССР, 1978, вып. 310.

Фридман Д.М., Сендерс Д.И. Генезис и распространение доломитов. — В кн.: Карбонатные породы. Генезис, распространение, классификация. М.: Мир, 1970, т.1.

Хотынцева Л.И., Богомолов А.И., Парнарова Г.Н. и др. Моделирование процессов катагенетического преобразования нераст-

воримой фракции сапропелевого органического вещества. — В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков и методы его изучения. М.: Наука, 1974.

Чердынцев В.В. Уран-234. М.: Атомиздат, 1969.

Чернова Т.Г. Геохимические исследования смолисто-асфальтеновых веществ современных осадков, пород и нефтей: Автореф. дис.... канд. геол.-минерал. наук. М.: МГУ, 1975.

Четверикова О.П., Пентина Т.Ю., Дубовик В.И. О строении основной части рассеянного органического вещества осадочных пород. — В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков и методы его изучения. М.: Наука, 1974.

Шакс И.А., Файзуллина Е.М. Инфракрасные спектры ископаемого органического вещества. — Тр. ВНИГРИ, 1974, вып. 329.

Шатилова И.И. Палинологические обоснования геохронологии верхнего плиоцена и плейстоцена Западной Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1974.

Шимкус К.М. Осадкообразование в Средиземном море в позднечетвертичное время: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: МГУ, 1973.

Шимкус К.М., Гракова И.В. Радиоуглеродные датировки донных осадков Средиземного моря и некоторые вопросы стратиграфии, палеогеографии и осадкообразования. — В кн.: Радиоизотопные методы исследований в гидрогеологии. Киев: Наукова думка, 1975.

Шимкус К.М., Емельянов Е.М., Тримонис Э.С. Донные отложения и черты позднечетвертичной истории Черного моря. — В кн.: Земная кора и история развития Черноморской впадины. М.: Наука, 1975.

Шимкус К.М., Мухина В.В., Тримонис Э.С. О роли диатомей в позднечетвертичном осадкообразовании Черного моря. — Океанология, 1973, т. 13, вып. 6.

Шимкус К.М., Шуменко С.И. О находках нанопланктонных и глинисто-сапропелевых осадков позднего плиоцена — раннего плейстоцена на южном континентальном склоне Черного моря. — Океанология, 1975, т. 15, вып. 6.

Шишкина О.В. Хлоридно-натриево-кальциевые воды в четвертичных отложениях Черного моря. — ДАН СССР, 1957, т. 116, № 2.

Шишкина О.В. Метаморфизация химического состава иловых вод Черного моря: Сообщение 1. — В кн.: К познанию диагенеза морских осадков / Под ред. Н.М. Страхова. М.: Изд-во АН СССР, 1959.

Шишкина О.В. Окислительно-восстановительный потенциал верхней десятиметровой толщи четвертичных отложений Черного моря. — ДАН СССР, 1961, т. 139, № 161.

Шишкина О.В. Некоторые результаты исследования иловых вод Черного моря: Сообщение 2. — Тр. ИО АН СССР, 1962, т. 54.

Шишкина О.В. К определению интенсивности обмена химическими элементами на границе раздела придонные воды — морские осадки. — В кн.: Химические процессы в морях и океанах. М.: Наука, 1966.

Шишкина О.В. Отличительные черты химического состава иловых вод Черного моря. — В кн.: Гидрофизические и гидрохимические исследования в Черном море. М.: Наука, 1967.

Шишкина О.В., Павлова Г.А., Быкова В.С. Геохимия галогенов в морских и океанических осадках и иловых водах. М.: Наука, 1969.

Шишкина О.В. Геохимия морских и океанических иловых вод. М.: Наука, 1972.

Шишкина О.В. О возможности использования данных распределения хлора в иловых водах для палеогидрохимических реконструкций. — Океанология, 1974, т. 14, вып. 6.

Шишкина О.В., Павлова Г.А., Быкова В.С. Распределение фтора в иловых водах и осадках Черного моря. — Тр. ИО АН СССР, 1967, т. 83.

Штернберг Л.Е., Гречин В.И., Соловьев А.А. Методика окрашивания шлифов карбонатных пород. — Литол. и полезн. ископ., 1972, № 5.

Шуменко С.И. Литология и породообразующие организмы (кокколитофориды) верхнемеловых отложений востока Украины и областей Курской магнитной аномалии. Харьков: Изд-во Харьк. ун-та, 1971.

Шуменко С.И. Аутигенное цеолитопроявление в нижнемеловых отложениях района г. Канева. — ДАН УССР. Сер. Б., 1971, № 10.

Шуменко С.И., Шимкус К.М. Известковый нанопланктон мезокайнозойских пород Черного моря. — В кн.: Тез. I съезда советских океанологов. М.: Наука, 1977, вып. 3.

Щекина Н.А. История флоры и растительности юга Украины в плиоцене. Значение палинологического анализа для стратиграфии и палеофлористики. М.: Наука, 1966.

Щекина Н.А. История развития растительного покрова Одесской области в конце миоцена — начале плиоцена. — В кн.: Палинологические исследования осадочных отложений Украины и смежных районов. Киев: Наукова думка, 1976.

Щербаков Ф.А., Коренева Е.В., Забелина Э.К., Куприн П.Н. Стратиграфия четвертичных отложений Черного моря. — В кн.: Тез. I съезда советских океанологов. М.: Наука, 1977, вып. 3.

Эберзин А.Г. Средний и верхний плиоцен Черноморской области. — В кн.: Стратиграфия СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1940, т. 12. Неоген СССР.

Bader R.G., Gerard R.D. et al. — Ship board site reports. — In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington: U.S. Government Printing Office, 1970, vol. 4.

Benson R.H. Preliminary Examination of the Ostracodes of DSDP. Leg 42B. — In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington: U.S. Government Printing Office, 1978, vol. 42, pt 2.

Berner R.A. Dolomitization of the Mid-Atlantic atolls. Science, 1965, N 147.

Berner R.A. Iron sulfides in Pleistocene deep Black Sea Sediments and their paleo-oceanographic siknificance. — In: The Black Sea: Geology, Chemistry and Biology. Tulsa; Okla, 1974.

Birkenmajer K., Stuchlik L. Early pleistocene pollen-bearing sediments at Szaflary, West Karpatians, Poland. — Acta Palaeobotan., 1975, vol. 16, N 2.

Blumer M., Snyder W.D. Isoprenoid hidrocarbons in recent sediment: present of pristane and probable absens of phytane. — Science, 1965, B 150.

Boles L.R. Composition, optical properties, cell dimensions and theroal stability of some heulandite — group zeolites. — Amer. Miner., 1972, vol. 57, N 9/10.

Brooks J.D., Gould K., Smith J.W. Isoprenoid hydrocarbons in coal and petroleum. – Nature, 1969, vol. 222, N 5130.

Bukry D. Coccolith stratigraphy. DSDP. Leg 13. – In: Initial Reports of the Deep See Drilling Project, Washington: U.S. Government Printing Office, 1973, vol. 13.

Bukry D. Coccoliths as Paleosalinity Indicators-Evidens from Black Sea. – In: The Black Sea: Geology, Chemistry and Biology. Tulsa; Okla, 1974.

Cernock P.I. Geochemical analyses of potential petroleum source beds. DSDP. Leg 24. – In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington; U.S. Government Printing Office, 1974, vol. 24.

Cita M.B., Ryan W.B.F. Time scale and general syntesis st. 1405–1415. – In: Initial Reports of the Dee. Sea Drilling Project. Washington: U.S. Government Printing Office, 1973, vol. 23.

Cooper J.E., Bray E.E. A postulated role of fatty acides in petroleum formation. – Amer. Chem. Soc. Petrol. Prepr., 1963, A. 17–23.

Degens E.T. Sedimentological history of the Black Sea over the last 25000 years. – In: Geology and History of Turkey, 1971.

Degens E.T., Stoffers P., Golubic S., Dickman M.D. Varve chronology: Estimated Rates of Sedimentatiom in the Black Sea Deep Basin. – In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington: U.S. Government Printing Office, 1978, vol. 42, pt 2.

Deuser W.G., Degens E.T., Stoffers P. O^{18} and C^{13} Contents of Carbonates from Deep Sea Drilling Sites in the Black Sea. – In: Initial Reports fo the Deep Sea Drilling Project. Washington: U.S. Government Printing Office, 1978, vol. 42, pt 2.

Ehrlich A. Stude de quelques gisements Diatomigeres villaflanchieus dubassin du Puy. – In: Bull de l'Assoc francaise pour l'etude du Quaternaire. Paris, 1967.

Ehrlich A. Les deatomees fossiles des Sediments Villafranchiens de Seneze (Haute-Zoire, Massit Central francais). – In: Bull. de l'Association francaise pour l'etude du Quaternaire. Paris, 1968.

Emelyanov E.M., Lisitzin A.P. et al. [Емельянов Е.М., Лисицын А.П. и др.]. Geochemistry of Late Cenozoic Sediments in the Black Sea. Leg 42B. – In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington: U.S. Governmentt Printink Office, 1978, vol. 42, pt 2.

Gheorghian M. Micropaleontological Investigations of Sediments from Sites 379, 380, and 381 of Leg 42B. – In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington: U.S. Government Printing Office, 1978, vol. 42, pt 2.

Hajos M. Die Dratomeen der Miozanen abbagerungen des Matravorlandes. – Geol. Hangarica. Ser. Palaentol., 1968, fasc. 37.

Hirst D.M. Geochemistry of Sediments from eleven Black Sea Cores. – In: The Black Sea: Geology, Chemistry and Biology. Tulsa; Okla, 1974.

Hsù K.J. Correlation of Black Sea Sequences. – In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington: U.S. Government Printing Office, 1978a, vol. 42, pt 2.

Hsù K.J. Stratigraphy of the Lacustrine Sedimentation in the Black Sea. – In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington: U.S. Government Printing Office, 1978b, vol. 42, pt 2.

Hunt I.M. Hydrocarbon and Kerogen studies. – In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington: U.S. Government Printing Office, 1974a, vol. 22.

Hunt I.M. Hydrocarbon and Kérogen studies on Red Sea and Gulf of Aden cores. – In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington: U.S. Government Printing Office, 1974b, vol. 24.

Hunt J. Dissolved Gases in Black Sea sediments. – In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington: U.S. Government Printing Office, 1978, vol. 42, pt 2.

Jacobs M. Juglandaceae. – Flora Malasiana. Ser. 1, 1960, vol. 6.

Jahnichen H., Mai D., Walther H. Blätter und Früchte von Engelhardtia Zesch. ex Bl. (Juglandaceae) aus dem Europaischen Tertiar. – Feddes Reperotorium, 1977, vol. 88, N 5–6.

Jouse A.P., Mukhina V.V. [Жузе А.П., Мухина В.В.]. Diatom Units and the Paleogeography of the Black Sea in the Late Cenozoic (DSDP, Leg 42B). – In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington: U.S. Government Printing Office, 1978, vol. 42, pt 2.

Koreneva E., Kartashova G. [Коренева Е., Карташова Г.]. Palynological Study of samples from Holes 379A, 380A, Leg 42B. – In: Initial Reports of the Deep Sra Drilling Project. Washington: U.S. Government Printing Office, 1978, vol. 42, pt 2.

Kremp G. Pollenanalitische Untersuchungen des miocänen Braunkohlenlagers von Konin an der Warthe. – Palaeontographica. Ser. B, 1961, vol. 90.

Krutzsch W. Mikropaläontologische (sporen-paläontologische) Untersuchungen in der Braunkohle des Geiseltales. – Geologie, 1961, . Beih. 21–22.

Krylov A.Ya., Trimonis E.S. [Крылов А.Ю., Тримонис Е.С.]. The Age of Terrigenous Minerals of the Black Sea Sediments. – In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington: U.S. Government Printing Office, 1978, vol. 42, pt 2.

Kuprin P.N., Stcherbakov F.A., Poljakov A.S. et al. [Куприн П.Н., Щербакова Ф.А., Поляков А.С. и др.]. Physical and mechanical properties of the Black Sea's Pliocene – Quaternary sediments (Setes 380 and 381). – In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington: U.S. Government Printing Office, 1978, vol. 42, pt 2.

Kvacek Z. Engelhardtia leaves in the European Tertiary. – Cas. miner. geol. roc., 1972, vol. 17, N 1.

Manheim F.T., Bischoff I.L. Geochemistry of pore waters from Shel Oil Company drill holes on the continental slope of the northern Gulf of Mexico. – Chem. Geol., 1969, vol. 4.

Manheim F.T., Chan K.M. Interstitial Waters of Black Sea Sediments: New Data and Review. – In: The Black Sea: Geology, Chemistry, and Biology, Tulsa; Okla, 1974.

Manheim F.T., Schug D.M. Interstitial Waters of Black Sea cores. – In: Initial Reports of the Deep See Drilling Project. Washington: U.S. Government Printing, Office, 1978, vol. 42, pt 2.

Martini E. Standerd Fertiary and Quaternary calcareous nanhoplankton Zonation. – In: 2nd Plankton Conference: Proceeding. Rome, 1971.

McInture A., Be W.H., Roche M.B. Modern Pacific coccolithephorida. Paleontological Thermometer. – Trans. N.Y. Acad. Sci. Ser. 11, 1970, vol. 32, N 6.

Miklewski J., Wan Zeist W. A late quaternary pollen diagram brom Nortwestern Syria. Acta Bot. Neerl. 19(5) oct. 1970.

Missuna A. Beitrag zur Kenutniss der fossilen Diatomcen Südrussland. — В кн.: Сборник в честь двадцатипятилетия научной деятельности В.И. Вернадского. СПб., 1911.

Müller G., Stoffers P. Mineralogy and Petrology of Black Sea basin Sediments. — In: The Black Sea: Geology, Chemistry and Biology. Tulsa; Okla, 1974.

Muratov M.V., Neprochnov Y.P., Ross D.A., Trimonis E.S. [Муратов М.В., Непрочнов Ю.П., Тримонис Е.С.]. Basis Features of the Black Sea Late Cenozoic History Based on Results of Deep Sea Drilling, Leg 42B. — In: The Black Sea: Geology, Chemistry and Biology. Tulsa; Okla, 1978.

Nagy E. A Mecsek Hegység miocén retegeinek palynológiai vizsgálata. — Magy. állami földt. inléz Evk., 1969, vol. 52, N 2.

Nagy E. Biostratigraphical implication of neogene palynology in Hungary. — В кн.: Палинология кайнофита. М.: Наука, 1973a.

Nagy E. Palynological data for the Neogene of Sserchat. — Acta Bot. Acad. Sci. Hungar., 1973b, t. 19, N 1–4.

Neprochnov Y.P., Ross D.A. [Непрочнов Ю.П.]. Black Sea Geophysical Framework. — In: Initial Reports of the Deep Sea Drulling Project. Washington: U.S. Government Printing Office, 1978, vol. 42, pt 2.

Olteanu R. Ostracoda from DSDP Leg 42B. — In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington: U.S. Government Printing Office, 1978, vol. 42, pt 2.

Paclova B. Rostinné mikrofosilie (hlavně sporomorphy) z lignirovych lozisek u Madlovar v Českobudějovické pánvi. — Maklad. ustredniho ustavu geol., 1960, vol. 25.

Pantocsek I. Die Bacillarien des Klebschiefers von Kertsch. — Зап. Имп. Спб. минерал. о-ва. Сер. 2, 1902, № 39.

Pàntocsek I. Beitrage zur Kenntnis der fossilen Bacillarien Ungarus 1–3, pozsony.

Percival S.F. Jr. Indigenous and reworked coccoliths from the Black Sea. — In: Initial Reports of the Deep Drilling Project. Washington: U.S. Government Printing Office, 1978, vol. 42, pt 2.

Pilipchuk M.F., Volkov I.I. [Пилипчук М.Ф., Волков И.И.]. Behavior of Molybdenum in Processes of Sediment Formation and Deagenesis in Black Sea. — In: The Black Sea: Geology, Chemistry and Biology. Tulsa; Okla, 1974.

Planderova E. Palynologische untersuchung des neogens der umdebung von Modry Kamen. — Geol. prace, 1960, vol. 20.

Planderova E. Poznamky o vyvojiflory a ku klimatickym zmenum v Neoge ne Slovensku. Bratislava: Geofond, Geol. Prace, Zos t Redakcia Vidavatelstvo, 1962.

Planderova E. Contribution à l'etude palynologique des Sediments tertiares de la Tunisie. Bratislava: Geol. Prace, Spravy, 1971, vol. 56.

Planderova E. Importance of palenology for Stratigraphy and development of the Neogene flora in the region of the West Carpatnians. — Jb. Geol. Buhdanst. Wien, 1972, N 19.

Planderova E., Snopkova P. Mikropaleobotanicky vyskum t rkieru Bojnicko-Navackej Oblasti. Bratislava: Geolog. Prace, Spravy 1970, vol. 52.

Planderova E., Priechodska Z. Kriterien zur gliedering des obermiozene und pliozene in no teil der Donauebene. — Geol. sborn. slov. acad. ved., 1965, vol. 16, N 2.

Potonié R. Synopsus der Gattungen der Sporae dispersae. — Beih. Geol. Jb., 1960, vol. 39.

Rehakova Z. Fossile dratomeen der sudbohemischen Beckenablagerungen. Rozpravy Ustredniho Ustavu Geologickeho. Praha, 1965.

Rehakova Z. Diatom Zones in the marine Mrocene of the Central Paratethys and their characteristie features. — In: Biozonal division of the Upper Tertiary Basins of the Eastern Alps and West Carpathians: Proceedings of the 6-th Congress. Bratislava, 1975.

Ross D.A. Summary of Results of Black Sea Drilling. — In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington: U.S. Government Printing Office, 1978, vol. 42, pt 2.

Ross D.A., Degens E.T. et al. Recent sediments of Black Sea. — Oceanus, 1970, t. 4, vol. 15.

Ross D.A., Degens E.T. Recent Sediments of Black Sea. — In: The Black Sea: Geology, Chemistry and Biology. Tulsa; Okla, 1974.

Ross D.A., Neprochnov Y.P. [Непрочнов Ю.П.] et al. Site Reports. — In: Unitial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington: Government Printing Office, 1978, vol. 42, pt 2.

Ross D.A., Neprochnov Y.P., Supko P.R. Introdiction and explanatory Notes. — In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington: U.S. Governmant Printing Office, 1978, vol. 42, pt 2.

Rozanov A.G., Volkov I.I., Yagodinskaya T.A. [Розанов А.Г., Волков И.И., Ягодинская Т.А.] Forms of Iron in surface Layer of Black Sea Sediments. — In: The Black Sea: Geology, Chemistry and Biology. Tulsa; Okla, 1974.

Ryan W.B.F. Paleomagnetic stratigraphy. — In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington: U.S. Government Printing Office, 1973, vol. 13.

Sayles F.L., Manheim F.T. Interstitial solution and diagenesis in deeply buried marine sediments: results from the Deep Drilling Project. — Geochim. et Cosmochim. Acta, 1975, vol. 39.

Sayles F.L., Manheim F.T., Waterman L.S. Interstitial water studies on Small core samples. Leg. 13. — In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington: U.S. Government Printing Office, 1973, vol. 13.

Schrader H.J. Quaternary through Neogene History of the Black Sea, deduced from the Paleoecology of Diatoms, Silicoflagellates, Ebridians, and Chrysomonads. — In: Initial of the Deep Sea Drilling Project. Washington: U.S. Government Printing Office, 1978, vol. 42, pt 2.

Servant-Vildary S. Le Plio-Quarternaire ancien du Tehad: evolution des associations de Diatomees, stratigraphie, paleoecologie. — Cah. Orstrom. Ser. geol., 1973, vol. 5.

Servant-Vildary S. Etude des diatomees et paleolimnologie du bassin Tchadien au Cenozoique Superieur. — In: Travaux et documents de l'O.R.S.T.O.M. Paris, 1978, t. 1, 2.

Shimkus K.M., Trimonis E.S. [Шимкус К.М., Тримонис Е.С.]. Modern Sedimentation in Black Sea. — In: The Black Sea: Geology, Chemistry and Biology. Tulsa; Okla, 1974.

Shishkina O.V. [Шишкина О.В.]. Distribution of bromine, CL/BR — ratio and iodine in interstitial waters of Black Sea. — In: Initial Reports of the Deep See Drilling Project Washington: U.S. Government Printing Office, 1978, vol. 42, pt 2.

Stoffers P., Degens E.T., Trimonis E.S. Stratigraphy and Suggested Ages of Black Sea Sediments Cored during Leg 42B. — In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington: U.S. Government Printing Office, 1978, vol. 42, pt 2.

Stoffers P., Müller G. Mineralogy and Lithofacies of Black Sea Sediments, Leg 42B Deep Sea Drilling Project. — In: Initial Reports of

the Deep Sea Drilling Project. Washington: U.S. Government Printing Office, 1978, vol. 42, pt 2.

Szafer W. Pliocenska flora Okolic Czorsztyna. Warszawa: Wydawnictwa geologiczne, 1954.

Thomson P.W., Pflug H. Pollen und sporen des Mitteleuropäischen Tertiärs. — Palaeontographica. Ser. B, 1953, vol. 94, Taf. 15.

Tran Dinh Nghia. Palynological investigation of Neogene deposits in the Nowy Targ-Orawa basin (West Carpathians, Poland). — Acta Palaeobot., 1974, vol. 15, N 2.

Traverse A. Palynological investigation of two Black Sea cores. — In: The Black Sea: Geology, Chemistry and Biology. Tulsa; Okla, 1974.

Traverse A. Palynological Analysis of DSDP Leg 42B (1975) Cores from the Black Sea. — In: The Black Sea: Geology, Chemistry and Biology. Tulsa; Okla, 1974.

Trimonis E.S. [Тримонис Е.С.]. Some characteristics of carbonate sedimentation in Black Sea. — In: The Black Sea: Geology, Chemistry and Biology. Tulsa; Okla, 1974.

Trimonis E.S., Gorbunova Z.N., KozhevnikovA.S. et al. [Тримонис Е.С., Горбунова З.Н., Кожевников А.С. и др.]. X-ray mineralogy studies, Leg 42B. — In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington: U.S. Government Printing Office, 1978, vol. 42B.

Trimonis E.S., Shimkus K.M. [Тримонис Е.С., Шимкус К.М.]. Grain-size of the Black Sea Sediments, Leg 42B. — In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington: U.S. Government Printing Office, 1978, vol. 42, pt 2.

Trimonis E.S., Shimkus K.M., Ross D.A. [Тримонис Е.С., Шимкус К.М.]. Mineral Composition of Coarse-Silt Fraction of the Black Sea Late Cenozoic Sediments. — In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington: U.S. Government Printing Office, 1978, vol. 42, pt 2.

Van der Hammen, Wijmstra T.T.A., Zagwijn W.H. The late cenozoic glacial ages. New Haven; London: Jate University Press, 1971.

Van Zeist W. Late quaternary vegetation history of western Iran. — Review of Palaeobot. and Palynol., 1967, vol. 2.

Van Zeist W. Palaeobotanical results of the 1970 season at Cayonu Turkey. — Helinium, 1972, vol. 12, N 1.

Volkov I.I., Fomina L.S. [Волков И.И., Фомина Л.С.]. Influence of organic material and processes of sulfide formation on distribution of some trace elements in deep-water sediments of Black Sea. — In: The Black Sea: Geology, Chemistry and Biology. Tulsa; Okla, 1974.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение (*Непрочнов Ю.П.*) 3

Литология осадков 5

Литологическое расчленение и состав осадков в скв. 379, 380 и 381 (*Тримонис Э.С.*) 5
Гранулометрический состав донных отложений (*Тримонис Э.С., Шимкус К.М.*) . . . 16
Минеральный состав крупноалевритовых фракций (*Тримонис Э.С., Шимкус К.М.*) . 27
Петрографическая характеристика пород из скв. 380А и 381 (*Шимкус К.М., Жигунов А.С., Тримонис Э.С.*) 33
Цеолиты (*Шуменко С.И., Тримонис Э.С.*) 37
Фации и осадочные формации Черного моря в позднем кайнозое (*Тримонис Э.С.*) 42

Биостратиграфия осадков 52

Стратиграфия верхнекайнозойских отложений по диатомеям (*Жузе А.П., Мухина В.В.*) 52
Палинологические исследования позднекайнозойских отложений (*Коренева Е.В.*) . . 65
Известковые нанофоссилии в кернах глубоководного бурения (*Шуменко С.И., Ушакова М.Г.*) 71
Раковины моллюсков в плейстоценовых глубоководных отложениях (*Невесская Л.А.*) 73
Микрофауна остракод плиоцена и плейстоцена (*Шнейдер Г.Ф.*) 74
Палеогеография Черного моря по данным изучения диатомей и спорово-пыльцевого анализа глубоководных отложений (*Жузе А.П., Коренева Е.В., Мухина В.В.*) . . . 77

Геохимия осадков 87

Геохимические исследования позднекайнозойских отложений (*Емельянов Е.М., Тримонис Э.С., Шимкус К.М.*) 87
Естественные радиоактивные элементы и их изотопы в глубоководных осадках Черного моря (*Купцов В.М., Иванова Т.Р., Москалев А.С.*) 100
Возраст терригенных минералов в глубоководных осадках (*Крылов А.Я., Тримонис Э.С.*) 109
Иловые воды (*Шишкина О.В.*) 116
Битуминологическое изучение керна скв. 379 и моделирование процесса преобразования органического вещества (*Геодекян А.А., Чернова Т.Г.*) 126
Органическое вещество плиоцен-четвертичных отложений (*Куприн П.Н., Потапова Л.И.*) 142
Некоторые черты формирования химического состава осадков Черного моря в позднем кайнозое (*Емельянов Е.М., Тримонис Э.С., Шимкус К.М.*) 148

Строение дна и физические свойства осадков 153

Результаты ГСЗ и МОВ (*Непрочнова А.Ф., Непрочнов Ю.П.*) 153
Строение верхней части осадочной толщи на некоторых участках Черноморской впадины (*Маловицкий Я.П., Москаленко В.Н., Шимкус К.М., Евсюков Ю.Д.*) 155
Влияние литологического состава на физико-механические свойства плиоцен-четвертичных отложений (*Куприн П.Н., Щербаков Ф.А., Поляков А.С.*) 166
Попутные геофизические измерения в рейсе 42Б БС "Гломар Челленджер" (*Непрочнов Ю.П.*) 173
Корреляция сейсмических данных с физическими свойствами и литологией осадков (*Непрочнов Ю.П.*) 179

История развития Черноморской впадины (*Муратов М.В., Непрочнов Ю.П., Тримонис Э.С.* 184

Объяснения таблиц 191

Литература 193

3 р. 70 к.

3434

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА