

~~410445~~

ГЕОХИМИЯ ПОЗДНЕ- КАЙНОВОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЧЕРНОГО МОРЯ



ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ИНСТИТУТ ОКЕАНОЛОГИИ им. П.П. ШИРШОВА

ГЕОХИМИЯ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ ОСАДКОВ ЧЕРНОГО МОРЯ



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"

Москва 1982

Геохимия позднекайнозойских осадков Черного моря. М.: Наука, 1982.

Коллектив авторов: Е.М. Емельянов, А.П. Лисицын, Э.С. Тримонис, К.М. Шимкус, М.Ф. Филиппчук, В.К. Лукашев, В.Н. Лукашин, А.Ю. Митропольский, Н.В. Катаргин.

В монографии обобщены данные по геохимии 38 макрокомпонентов и микроэлементов, изученных в кернах глубоководного бурения, проведенного в Черном море в 1975 г. во время 42Б рейса бурового судна "Гломар Челленджер". В разрезе позднекайнозойских осадков мощностью 1074 м выделены литологические пачки, соответствующие отдельным этапам развития моря от позднего миоцена до голоцена и дана их геохимическая характеристика. Показано, что в составе осадков отражаются климатические условия водосбора. В межледниковья, как и в голоцене, шло накопление илов, обогащенных аморфным кремнеземом, органическим веществом и микроэлементами, в то время как в ледниковые эпохи накапливались элементы, связанные больше с терригенным веществом. Подтверждается правильность выделения всех эпох, во время которых уровень моря повышался, связь со Средиземным морем возобновлялась и воды Черного моря осолонялись.

Табл.31, илл.39, библи. 147 назв.

Ответственный редактор

доктор геолого-минералогических наук
Г.Н. БАТУРИН

ВВЕДЕНИЕ

В мае—июне 1975 г. на буровом судне "Гломар Челленджер" (рейс 42Б) в трех местах глубоководной части Черного моря были пробурены скважины (379, 380 и 381) глубиной до 1074 м, вскрывшие осадки от миоцена до голоцена. Керны бурения подверглись детальному геохимическому исследованию в Институте океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР и его Атлантическом и Южном отделениях, а также в Институте геологических наук АН УССР и Институте геохимии и геофизики АН БССР. В скважинах был изучен минеральный и химический состав осадков с определением содержаний основных макрокомпонентов (CaCO_3 , $\text{C}_{\text{орг}}$, $\text{SiO}_{2\text{ам}}$, Fe, Mn, Ti, P, K, Na), а также 29 микроэлементов (Cu, Zn, Ni, Co, Cr, V, Cd, Li, Rb, Cs, Pb, Sn, As, Se, Mo, W, F, B, La, Th, Hf, Sc, Ce, Eu, Sb, Ag, Ta, Lu). Для части образцов из всех скважин был выполнен полный силикатный анализ. Данные этих исследований были опубликованы в США [111] и частично в СССР [35]. Параллельно в 59 пробах осадков из скв. 379А в Великобритании [108] были изучены SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , Fe_2O_3 , CaO, MgO, K_2O , P_2O_5 , MnO, S, CO_2 , C, As, Ba, Br, Cu, I, Mo, Ni, Pb, Rb, Sr, Y, Zr и Zr. Кроме того, в районах скважин нами было специально отобрано и изучено несколько колонок (рис.1), представленных голоценовыми и позднеюрскими осадками.

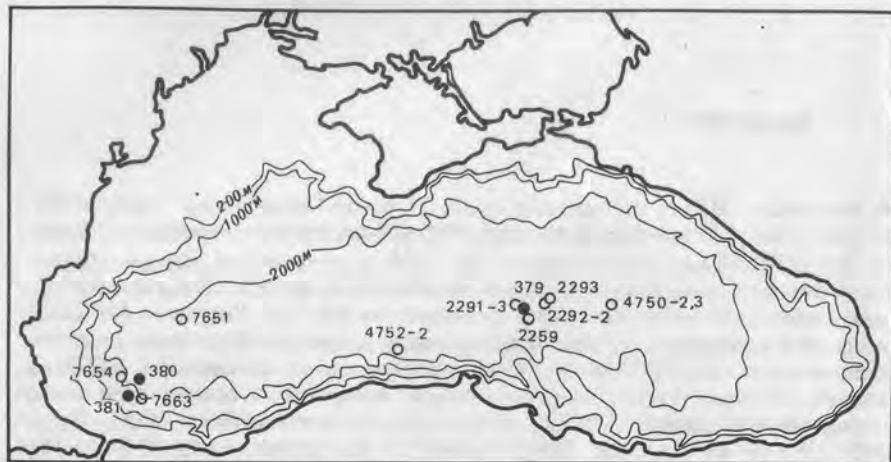
После опубликования основных аналитических данных [131] многие пробы кернов глубоководного бурения были подвергнуты дополнительному лабораторному изучению. В особенности, это касается полного силикатного анализа, а также Mo, Se, As, W, La, Th, Hf, Sc, Eu, Sb, Ce, Ta и некоторых других микроэлементов.

Цель настоящей работы — выявить основные особенности распределения макрокомпонентов и микроэлементов в разрезе неоген-четвертичных осадков, выяснить главные черты палеогеографии и истории развития Черноморской впадины в позднем кайнозое.

CaCO_3 и $\text{C}_{\text{орг}}$ изучались усовершенствованным (объемным) методом Кнопла—Фрезениуса [71] и частично объемным экспресс-методом. Аморфный кремнезем был изучен из отдельной навески химическим методом в содовых вытяжках, P определялся колориметрически [66] Fe, Mn, Cu, Zn, Ni, Co, Cr, Cd, K, Na и Ti определялись из одной навески после кислотного разложения [65]. Концентрация K и Na в полученном растворе замерялась на пламенном фотометре М-3 (производство ГДР), Ti — на фотоэлектроколориметре ФЭК-56, всех остальных элементов — на атомно-абсорбционном спектрофотометре "Сатурн". Контроль осуществлялся по геологическим стандартам СССР (СГ-1, СГД-1, СТ-1) и ГДР (Granit, Basalt, Tonschiefer, Kalkstein), а также по внутрилабораторным стандартам.

Группа элементов Ba, Zr, V, Be, Ge, Mo, Sn, а также Ni и Cr (с целью контроля) определялась количественным спектральным методом [52].

Количественное определение B, Ni, Co, Cr, V в пробах донных осадков и во фракции < 0,001 мм проводилось методом эмиссионного спектрального анализа на дифракционном спектрографе PC-2 (Carl Zeiss,



Р и с. 1. Местоположение скважин и изученных колонок осадков

Jena) с фотографической регистрацией спектров. Для контроля результатов анализа использовался стандартный геологический образец ИРГИРЕДМЕТА. Определение Li, Rb, Cs, Pb, Sn и Ag проводилось методом количественного эмиссионного спектрального анализа. Возбуждение спектра исследуемого образца проводилось путем введения порошков в плазму разряда на установке УСА-4 (метод просыпки). Фотометрирование стандартов и анализируемых проб проводилось на микрофотометре МФ-2. Относительная ошибка определений — 10–15%.

Для определения F использовался ускоренный метод определения его малых количеств в горных породах [44]. Чувствительность метода — 0,08 мг/л.

Бор определялся химическим методом с определением его концентраций на спектрофотометре. Мо и W определялись в пробах колориметрически роданидным методом, Se — флуориметрически диаминобензиновым методом, As — методом Гутуайта с выделением мышьяка в виде газообразного арсина.

Элементы La, Ce, Eu, Sc, Hf, Ta, Th, Sb, Ba, Lu, а также Fe, Rb, Cr, Co, Ni определялись методом инструментального нейтронно-активационного анализа (ИНАА) в Филиале научно-исследовательского института им. Л.Я. Карлова (г. Обнинск) на комплексе ИНАА, включающем следующие приборы и установки: 1) реактор ВВР-Ц; 2) полупроводниковый Ge (Li) детектор объемом 50 см³, с разрешающей способностью 2 кэВ по C_0^0 (на приборном спектре — 5 кэВ); 3) спектрометрический усилитель "Лангур"; 4) 512-канальный анализатор LP-4050; 5) ЭВМ "Наири-К". Методика анализа и идентификация изотопов основана на разработках А.Д. Куринова и проведена путем анализа стандартных пород US.G.S. [46, 45]. Для определения эталонных интенсивностей использовались стандарты пород Геологической службы США: G, SP-1, AGV-1, PCC-1.

Минеральный анализ валовых проб осадков выполнен в основном на дифрактометре ДРОН-1, 5 [143].

Расчеты средних данных по химическому и минеральному составам осадков скв. 379А, а также парная корреляция элементов и минералов

выполнена на ЭВМ "Минск-22". При парных корреляциях в случае отсутствия величин по одному из компонентов (элементов) бралось среднее его значение для пачки.

Пересчеты на так называемый обломочный материал были выполнены по формуле: $100\% - [CaCO_3 + (C_{орг} \times 2) + (SiO_{2ам} \times 1,6)] = t$, где t — терригенный обломочно-глинистый материал¹. Обычно при пересчете $C_{орг}$ на органическое вещество (ОВ) используется коэффициент 1,8. Но поскольку содержание $C_{орг}$ в изученных разрезах невысокое, для удобства взят коэффициент 2. Содержание $C_{орг}$ пересчитывалось на обломочный материал по формуле: $100\% - [CaCO_3 + (SiO_{2ам} \times 1,6)] = C_{орг\ ббв}$, а содержание $SiO_{2ам}$ — по формуле: $100\% - [CaCO_3 + (C_{орг} \times 2)] = SiO_{2ам\ ббв}$. Специальными исследованиями М.А. Левитана (1975) методом инфракрасной спектрометрии показано, что содержания $SiO_{2ам}$ определенного химически (в содовых вытяжках), обычно занижаются в 1,2–2 раза. Причем наибольшее занижение получается при малых его содержаниях. Поэтому с целью учета этой ошибки мы ввели среднюю поправку 1,6, на которую и умножили все данные по содержанию $SiO_{2ам}$, полученные химическим методом.

Средние значения компонентов и элементов по пачкам пересчитаны на обломочный материал (ббв), исходя из средних значений компонентов и элементов в натуральных (сухих) осадках данной пачки.

Все содержания макрокомпонентов ($CaCO_3$, $SiO_{2ам}$, $C_{орг}$, Fe, Mn, Ti, P, K, Na) даются в процентах микроэлементов (Ni, Co, Cr, V и т.д.) — в $10^{-4}\%$. Содержание минералов дается в процентах от кристаллической фазы валовой пробы осадка.

Атомно-абсорбционный и пламенно-фотометрический анализы выполнены Ю.О. Шайдуровым, Г.С. Хандрос, Э.А. Иванченко, различные виды химических анализов — Ц.Х. Яблуновской, Т.И. Анисимовой, Л.А. Акуленко, М.Ф. Пилипчук, Е.Г. Соколовой, В.С. Соколовым, О.И. Бондаренко, Е.И. Фомичевой, Н.В. Осадчей, Е.С. Севастьяновой, О.Ю. Сорокиной, Н.В. Катаргиным и др.

В оформлении данной работы большую помощь оказали сотрудники лаборатории геологии Атлантики Атлантического отделения ИОАН СССР Т.И. Аносова, Н.Г. Войкина-Сапецион, Н.Д. Шибкова, а при математической обработке данных — О.В. Леонтьева, Н.А. Джумайло и В.М. Василенко.

Литологическая и стратиграфическая характеристики осадков скважин даны Э.С. Тримонисом, а колонок позднечетвертичных осадков — К.М. Шимкусом и Э.С. Тримонисом. Геохимическая характеристика голоценовых осадков в колонках выполнена М.Ф. Пилипчук, скважин — К.М. Шимкусом, Е.М. Емельяновым и Э.С. Тримонисом. Геохимия отдельных осадкообразующих компонентов и элементов (карбонаты, кремнезем, $C_{орг}$, $SiO_{2вал}$, Al_2O_3 , P, Ti, Mn, Cr, V и т.д.) подготовлена Е.М. Емельяновым, К.М. Шимкусом и Э.С. Тримонисом, F и B — В.К. Лукашевым, Mo, Se, As и W — М.Ф. Пилипчук, La, Th, Hf, Sc, Eu, Sb, Ce и Ta — А.П. Лисицыным, В.Н. Лукашиным и Н.В. Катаргиным, Li, Rb и Cs — А.Ю. Митропольским. Заключение и основные выводы подготовлены Е.М. Емельяновым, К.М. Шимкусом, Э.С. Тримонисом, А.П. Лисицыным и М.Ф. Пилипчук.

¹ Или, короче, бескарбонатно-бескремнистое вещество (ббв).

ЛИТОЛОГИЯ И СТРАТИГРАФИЯ ОСАДКОВ

1. ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОСАДКОВ

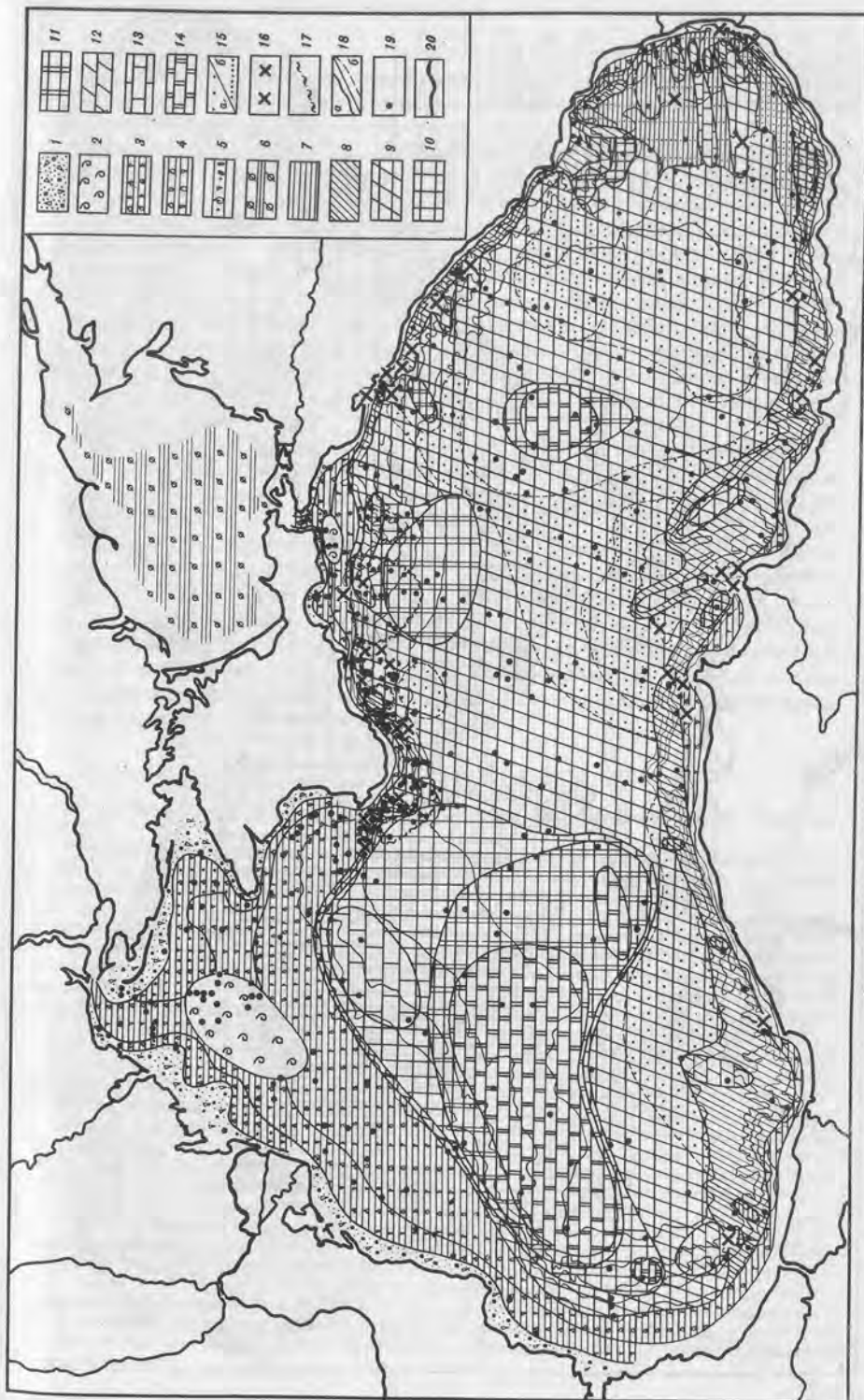
При характеристике голоценовых осадков, кроме специально отобранных нескольких колонок глубоководных осадков (на судах "Витязь" и "Орбели"), нами использованы данные о составе длинных (до 12,5 м) колонок, отобранных в этих же районах ранее [36]. Эти материалы хорошо дополняют сведения, полученные при глубоководном бурении, тем более, что во время бурения пробы голоценовых осадков отобраны не были.

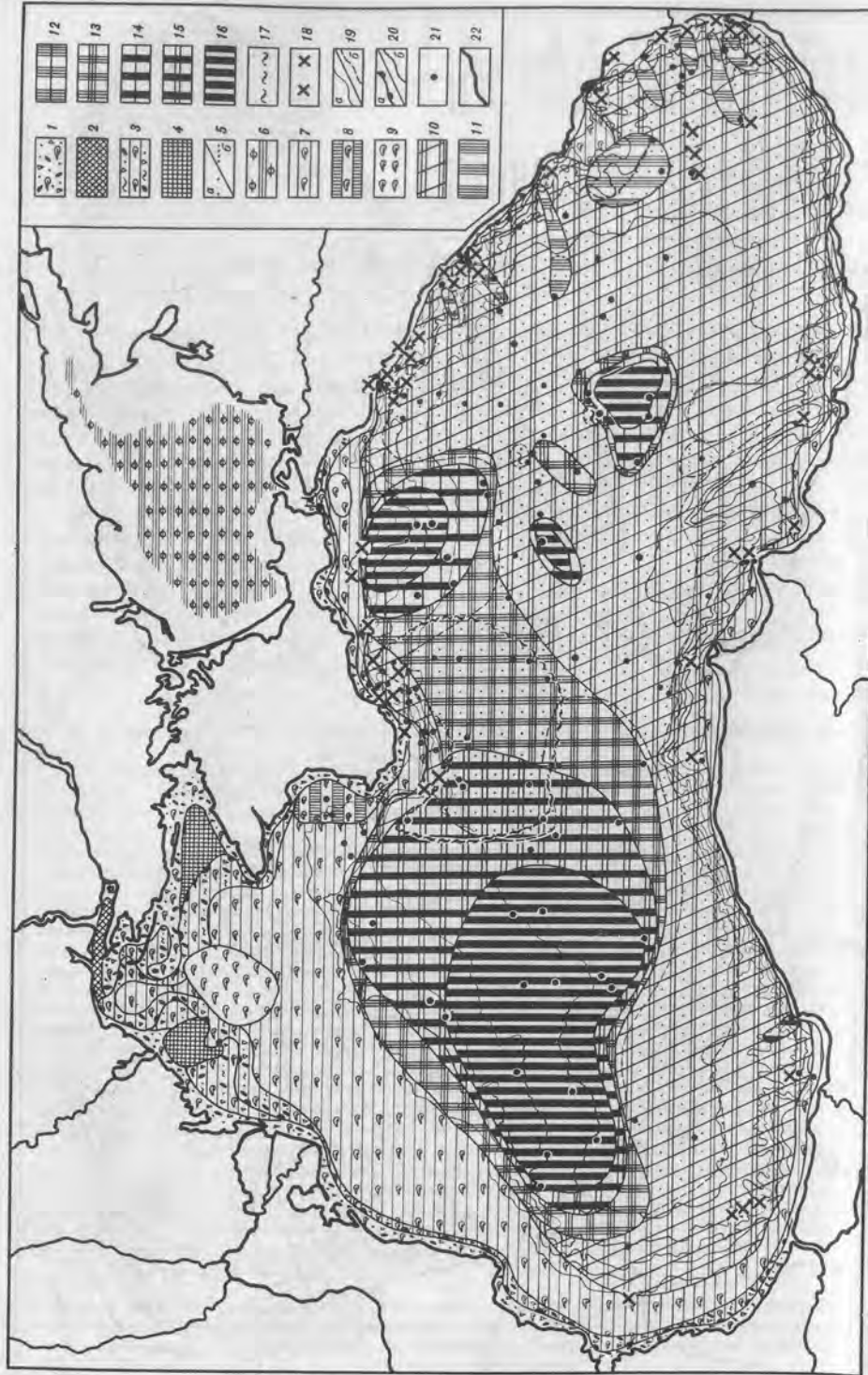
Современные (Н₁₁₁₁) глубоководные илы Черного моря являются в основном кокколитовыми (30–70% CaCO₃)¹ (рис.2). В областях, примерно совпадающих с современными халистазами, происходило почти непрерывное их накопление в течение всего верхнего голоцена. Илы микрослоистые и характеризуются высокими содержаниями ОВ (содержание С_{орг} местами достигает 11,06%). По периферии впадины кокколитовые илы переслаиваются с терригенными.

Рис. 2. Фациальная схема позднечетвертичных осадков (верхний голоцен), по [95]

1 — песчано-алевритовые отложения с примесью раковинного детрита; 2 — ракушняки; 3 — слабоизвестковые, известковые и сильноизвестковые (реже мидиевые илы (пелитовые, алевритово-пелитовые) с маломощными прослойками (единицы сантиметров) чистого мидиевого ракушняка; 4 — фазеолиновые слабоизвестковые, известковые илы (пелитовые, алевритово-пелитовые) с маломощными прослойками фазеолинового ракушняка; 5 — переслаивание мидиевого ила с прибрежными отложениями; 6 — терригенные пелитовые илы с прослоями ракушняка, сложенного современной азовской фауной; 7 — терригенные пелитовые однородные бескарбонатные илы; 8 — терригенные слабоизвестковые илы (пелитовые, алевритово-пелитовые, однородные и скрытомикрослоистые); 9 — терригенные слабоизвестковые однородные илы с маломощными (менее 5 см) прослоями известкового и сильноизвесткового кокколитового микрослоистого ила; 10 — известковые кокколитовые микрослоистые илы с прослоями терригенного слабоизвесткового однородного ила; 11 — сильноизвестковые кокколитовые микрослоистые илы с прослоями известкового и терригенного слабоизвесткового ила, скрыто- и слабомикрослоистого; 12 — терригенные слабоизвестковые скрыто- и слабомикрослоистые пелитовые и алевритово-пелитовые илы; 13 — известковые кокколитовые микрослоистые пелитовые илы с повышенным содержанием органического вещества (глинисто-известковый ил, по Н.М. Страхову [76]); 14 — сильноизвестковые кокколитовые илы, микрослоистые пелитовые, обогащенные органическим веществом (известково-глинистые илы, по Н.М. Страхову [76]); 15,а — маломощные (менее 5 см) прослойки алеврита, единичные, 15,б — частые; 16 — участки отсутствия позднечерноморских осадков; 17 — границы распространения осадков с нарушенной текстурой (микроскладки, неровные границы слоев, брекчии); 18,б — границы фаций; 19 — литологические станции; 20 — границы современного бассейна

¹Здесь и далее, согласно принятой для целей глубоководного бурения классификации, к терригенным осадкам относились осадки, содержащие < 30% биогенных (или хемогенных) компонентов, к биогенным (или хемогенным) — содержащие > 30% CaCO₃, SiO₂ ам или аутигенных компонентов.



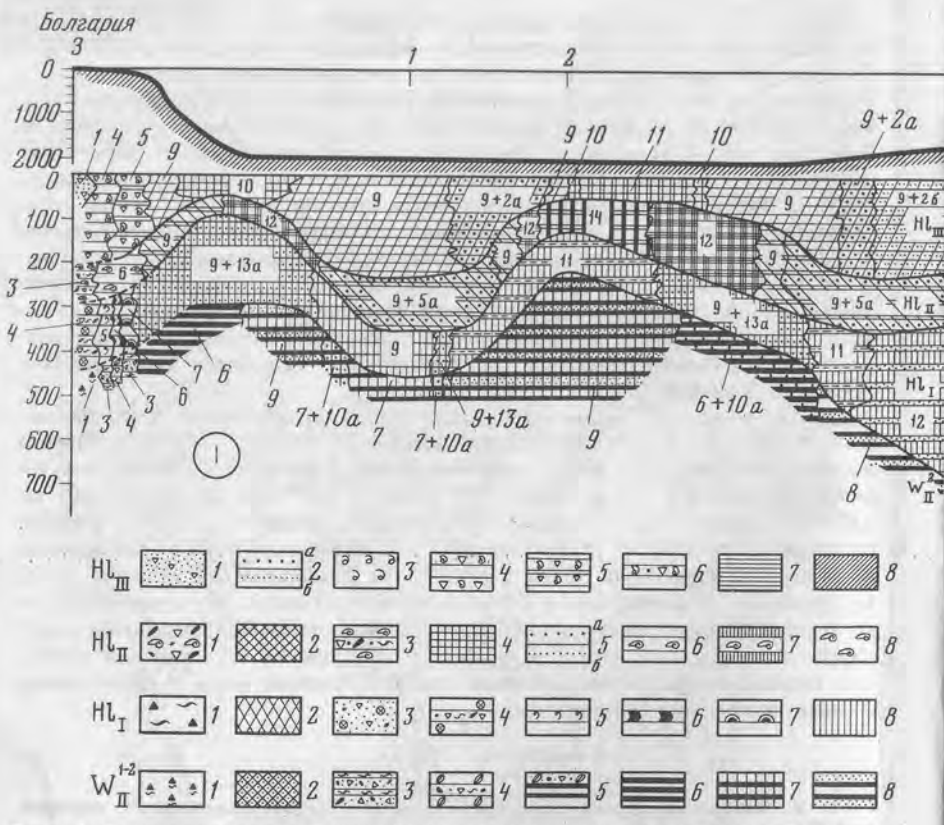


Среднеголоценовые или древнечерноморские илы (H_{II}) в отличие от верхнеголоценовых существенно менее карбонатны (обычно $< 10-15\%$ $CaCO_3$). В них много различной мощности сапропелевых прослоек. Литологическое разнообразие древнечерноморских илов определяется главным образом колебаниями содержаний ОВ в вертикальном разрезе и по площади (рис. 3, 4). Отличительной чертой осадков являются частые следы их переотложения. Осадконакопление в H_{II} протекало в условиях теплого влажного климата при высоком положении уровня моря и более интенсивном, чем в H_{III} водообмене с Средиземным морем. Определенная периодичность осадконакопления контролировалась, по всей вероятности, соответствующими климатическими колебаниями (тысячелетние, вековые и годовые изменения температуры и влажности атмосферы и гидросферы). Биогенные осадки, очевидно, накапливались в условиях теплого влажного климата, а терригенные — при более прохладном и гумидном климате [94].

Осадки нижнего голоцена (H_I) состоят из терригенных (бескарбонатных, $< 10\%$ $CaCO_3$, и слабоизвестковых, $10-30\%$ $CaCO_3$) пелитовых и алевритово-пелитовых илов серого и зеленовато-серого цвета. Они заметно беднее ОВ ($C_{орг}$ $0,5-1,0\%$, реже $- 1,2-1,3\%$, весьма редко до $2,04\%$), богаче карбонатами ($CaCO_3$ до 15% , реже — до 30%). Осадки содержат прослойки терригенного песчано-алевритового материала. Климат в период H_I в области водосбора был перигляциального типа, т.е. довольно прохладным и с признаками аридности. Это предопределило резкое преобладание процессов механического выветривания на водосборе, а вследствие этого — и слабое поступление питательных солей, что тормозило развитие фитопланктона в Черном море и обусловило низкие содержания ОВ в осадках.

Рис. 3. Фациальная схема древнечерноморских (среднеголоценовых) осадков, по [95]

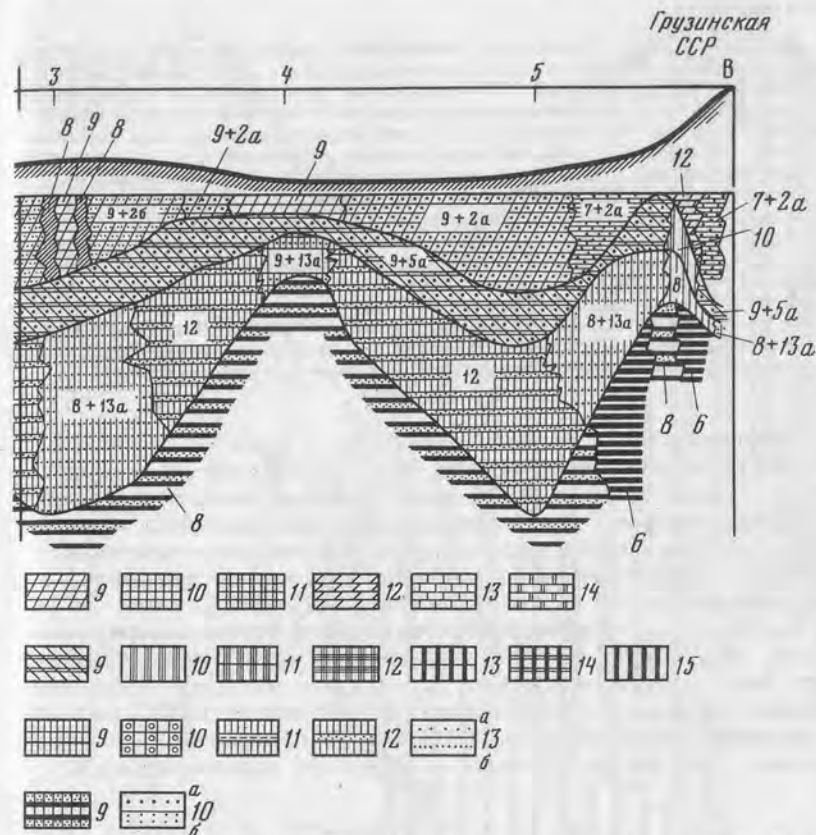
1 — прибрежные песчано-гравийно-галечные отложения с примесью ракушечного детрита; 2 — переслаивание прибрежных, морских и речных отложений; 3 — переслаивание древнемидиевого ила с прибрежными отложениями и подстилающие их древнечерноморские континентальные отложения; 4 — переслаивание прибрежных и лагунных отложений; 5,а — маломощные прослойки (менее 5 см) алеврита, единичные, 5,б — то же, частые; 6 — терригенные бескарбонатные илы с прослойками ракушняка, сложенного древнеазовской фауной; 7 — древнемидиевые слабоизвестковые, известковые илы (пелитовые, алевритово-пелитовые, мелкоалевритовые) с прослойками древнемидиевого ракушняка и ракушечного детрита; 8 — переслаивание древнемидиевого и диатомового илов; 9 — древнемидиевый ракушняк; 10 — терригенные бескарбонатные и слабоизвестковые илы с прослойками терригенного скрыто- и слабомикрослоистого ила с повышенным содержанием органического вещества ($1-3\%$ $C_{орг}$), а также с единичными прослойками сапропелевидного ила; 11 — терригенные бескарбонатные и слабоизвестковые (редко) илы (в основном пелитовые и алевритово-пелитовые) микрослоистые, с повышенными содержаниями органического вещества ($1-3\%$ $C_{орг}$); 12 — то же, но с немногочисленными прослойками терригенных бескарбонатных сапропелевидных илов; 14 — сапропелевидные, слабосапропелевые и сапропелевые бескарбонатные илы с редкими прослойками терригенных бескарбонатных однородных илов; 15 — то же, но с частыми прослойками терригенных бескарбонатных слабомикрослоистых илов; 16 — слабосапропелевые, сапропелевые бескарбонатные (очень редко слабоизвестковые) пелитовые илы, резкомикрослоистые; 17 — области распространения "бескарбонатных" илов с признаками оползания и переотложения; 18 — участки отсутствия древнечерноморских осадков; 19,а — границы фаций, 19,б — границы подфаций; 20,а — границы бассейна в древнечерноморское время в начале этапа, 20,б — то же, на заключительном этапе; 21 — местоположение колонок осадков; 22 — границы современного бассейна



Р и с. 4. Фациально-стратиграфический разрез позднечетвертичных осадков Черного моря, по [94]

HL_{III} — верхний (поздний) голоцен: 1 — алевритово-песчаные отложения с примесью раковинного детрита; 2 — маломощные прослои алеврита (мелкого, крупного): а — единичные, б — частые; 3 — ракушечники; 4 — мидиевые слабоизвестковые, известковые (реже — сильноизвестковые) илы с маломощными (несколько сантиметров) прослоями чистого мидиевого ракушняка (мидиевый ил, по А.Д. Архангельскому и Н.М. Страхову [2]); 5 — то же с фазиолиновым биоценозом (фазиолиновый ил по А.Д. Архангельскому и Н.М. Страхову [2]); 6 — переслаивание мидиевого ила с прибрежными крупнозернистыми отложениями; 7 — терригенные пелитовые илы (однородные); 8 — терригенные слабоизвестковые илы (пелитовые, алевритово-пелитовые, однородные или слабомикрослоистые); 9 — терригенные слабоизвестковые илы с маломощными прослоями известкового и сильноизвесткового кокколитоового микрослоистого ила; 10 — известковые кокколитоовые илы с прослоями терригенных слабоизвестковых илов; 11 — сильноизвестковые кокколитоовые илы с прослоями известковых и терригенных слабоизвестковых илов; 12 — терригенные слабоизвестковые илы (скрыто- и слабомикрослоистые); 13 — известковые кокколитоовые илы (микрослоистые) с повышенным содержанием органического вещества; 14 — сильноизвестковые кокколитоовые илы, обогащенные органическим веществом (известково-глинистый ил, по Н.М. Страхову [76])

HL_{II} — средний голоцен: 1 — прибрежные песчано-гравийно-галечные отложения с примесью ракушечного детрита; 2 — переслаивание прибрежных морских отложений с речными; 3 — переслаивание ракушечного ила (древнемидиевого) с прибрежными отложениями (в низу разреза континентальные HL_{III} осадки); 4 — прослой прибрежных и лагунных отложений; 5 — маломощные прослоики (менее 5 см) алеврита: а — единичные, б — частые (знак этот дополнительный и ложится на другие); 6 — органогенно-терригенные древнемидиевые илы с прослойками чистого ракушняка (ракушечного детрита); 7 — прослой древнемидиевого и диатомовых илов, 8 — древнеми-



диевый ракушняка; 9 — терригенные бескарбонатные и слабоизвестковые илы с прослоями терригенного ила (скрыто- и слабомикрослоистого) с повышенным содержанием органического вещества ($C_{орг}$ 1–3%); редкие маломощные прослойки сапропелевидного ила; 10 — терригенные бескарбонатные (редко слабоизвестковые) микрослоистые пелитовые, алевритово-пелитовые илы (реже — мелкоалевритовые), с повышенным содержанием органического вещества ($C_{орг}$ 1–3%); 11 — то же, но с немногочисленными прослоями (мощность около 10 см) терригенного бескарбонатного однородного ила; 12 — то же, что 10, но с прослоями терригенных бескарбонатных однородных и сапропелевидных илов; 13 — сапропелевидные, слабосапропелевые и сапропелевые бескарбонатные илы с редкими прослоями бескарбонатного терригенного ила (однородного); 14 — то же, но с частыми прослоями терригенного бескарбонатного (однородного и слабомикрослоистого) ила; 15 — слабосапропелевые, сапропелевые бескарбонатные (очень редко слабоизвестковые) илы (резкомикрослоистые);

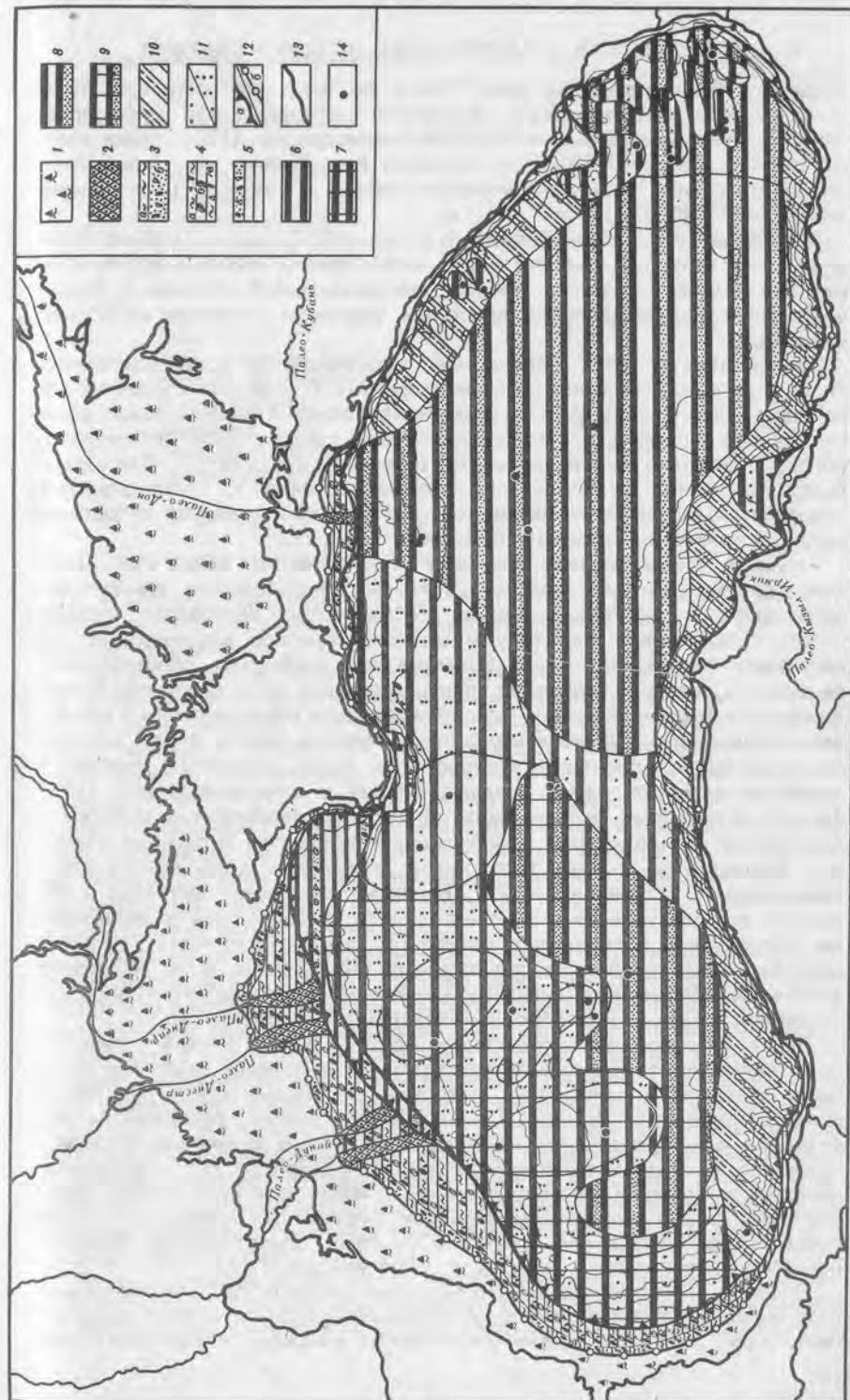
HL_I — нижний голоцен: 1 — континентальные отложения (различные фации) в пределах акваторий современного Черного моря, 2 — переслаивание прибрежных морских и речных отложений; 3 — алевритово-песчаные отложения с примесью раковинного детрита и целных раковин дрейссений; 4 — прослой дрейссениевого ила и прибрежных отложений; 5 — ракушечный ил с преобладанием *Dreissensia polymorpha*; 6 — ракушечный ил с преобладанием *Dreissensia ponto-caspia*; 7 — ракушечный ил с преобладанием *Dreissensia rostriformis* var. *distincta*; 8 — терригенные слабоизвестковые илы пелитовые и алевритово-пелитовые ($CaCO_3$ 10–15%, $C_{орг}$ 0,5–1,0%); 9 — терригенные слабоизвестковые полосчатые илы (пелитовые, алевритово-пелитовые) со средними содержаниями органического вещества ($C_{орг}$ 0,5–1,0%, $pence$ — 1–3%); 10 — то же, что и 9, но с примесью гастропод; 11 — то же, что и 9, но с примесью мелкоалевритового ила (прослой мощностью более 5 см); 12 — то же, что и 9, но с прослоями крупного алеврита (мощность более 5 см); 13 — маломощные (менее 5 см) алевритовые прослои: а — единичные, б — частые;

W_{II} — верхний вюрм: 1 — верхневюрмские континентальные отложения в пределах акватории современного Черного моря (различные фации); 2 — прослой прибрежных морских и речных отложений; 3 — прибрежные грубозернистые отложения с раковинным детритом, подстилаемые верхневюрмскими континентальными образованиями; 4 — прослой ракушечного ила и грубозернистых прибрежных осадков, подстилаемый верхневюрмскими континентальными образованиями; 5 — мелководные ракушечные илы (пелитовые, алевроитово-пелитовые, мелкоалевритовые) с редкими прослоями песчано-галечного материала и ракушечного детрита; 6 — терригенные бескарбонатные и слабокарбонатные (редко карбонатные) глубоководные илы, в верхней части разреза (средненовевксинский горизонт) обогащенные гидротроилитом (неправильные прослой различной мощности, линзы, включения); 7 — то же, но с прослоями терригенного розовато-коричневого ила; 8 — то же, что 6, — но с прослоями песчано-алевритовых отложений мощностью более 5 см; 9 — то же, что 7, но с прослоями песчано-алевритового материала мощностью более 5 см; 10 — маломощные (менее 5 см) песчано-алевритовые прослой: а — единичные, б — частые (знак используется в сочетании с другими знаками)

Позднеледниковые осадки (поздний вюрм W_{II}²) сложены терригенными слабоизвестковыми илами (рис.5), часть которых обогащена гидротроилитом. Относительное обогащение прослоев позднеледниковых осадков ОВ связано с более активным поступлением гумуса и растительного детрита в Черное море во время кратковременных потеплений. Осадки главного вюрма (новозвксин), сложены терригенными бескарбонатными илами (4,3—9,71% CaCO₃, 0,25—0,82%, редко > 1% С_{орг}). В осадках широко распространены прослой песчано-алевритового материала (рис.5). Это наиболее характерная черта состава осадков главного вюрма. Осадконакопление происходило во время холодного полуаридного климата. Аккумуляция песчано-алевритовых прослоев осуществлялась суспензионными потоками. Их образование, несомненно, связано с пониженным (примерно на 100—110 м) уровнем моря [36].

Р и с. 5. Фациальная схема ранне- и средненовевксинских (верхневюрмских) осадков, по [95]

1 — верхневюрмские континентальные отложения в пределах акватории современного Черного и Азовского морей (различные фации); 2 — переслаивание грубозернистых прибрежных осадков, различных морских иллов и речных отложений; 3 — прибрежные грубозернистые осадки (в том числе и раковинный детрит) и подстилающие их верхневюрмские континентальные отложения; 4 — переслаивание ракушечного ила и прибрежных грубозернистых осадков и подстилающие их верхневюрмские континентальные отложения; 5 — мелководные ракушечные гидротроилитовые и серые терригенные илы (пелитовые, алевроитово-пелитовые, мелкоалевритовые) с редкими прослоями песчано-галечного материала и ракушечного детрита; 6 — терригенные бескарбонатные и слабоизвестковые (редко известковые) глубоководные илы, обогащенные гидротроилитом в верхней части горизонта (средненовевксинские осадки); 7 — то же, с прослоями терригенных розовато-коричневых илов; 8 — то же, что 6, но с прослоями песчано-алевритовых отложений мощностью более 5 см; 9 — то же, что 7, но с прослоями песчано-алевритового материала мощностью более 5 см; 10 — зона высокой фациальной изменчивости (преобладают терригенные серые бескарбонатные и слабоизвестковые илы, а в верхней части разреза — гидротроилитовые илы); 11,а — маломощные (менее 5 см) песчано-алевритовые прослой, единичные, 11,б — то же, частые (знаки 11,а и б используются в сочетании с другими); 12,а — границы бассейна в верхнем вюрме в начале этапа, 12,б — то же, на заключительном этапе; 13 — береговая линия современного бассейна; 14 — местоположение колонок осадков



2. ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСАДКОВ СКВАЖИН

Бурением были пройдены разнотипные по вещественному составу и генезису морские отложения, подробная литологическая характеристика которых содержится в отдельной монографии [128]. Ниже дается краткое описание разрезов скважин, выполненное по материалам, опубликованным в вышеупомянутой работе, а также в ряде других статей [83, 85, 87].

Скважина 379А. Этой скважиной (глубина 2171 м, рис.1) было пройдено 624,5 м от поверхности дна с непрерывным отбором керна. В ее разрезе выделено 9 пачек (табл.1), представленных осадками, различающимися по литологическому составу, условиям и времени их формирования.

Полужидкие и очень мягкие илы, залегающие на самой поверхности дна, во время бурения не были получены. В этой части моря на поверхности дна распространены резкомикрослоистые кокколито-вые осадки (рис.2), сложенные микропрослойками карбонатного (кокколито-вого), глинистого материала и ОВ (современные осадки). Эти илы в разрез скважины включены под названием пачки 1. Микрослоистые кокколито-вые илы этой пачки, как правило, подстилаются сапропелевыми (древнечерноморскими) осадками (пачка 2).

Пачка 3, таким образом, фактически представляет верхи скв. 379А. Она сложена темными зеленовато-серыми терригенными алевритово-пелитовыми и пелитовыми илами. На некоторых интервалах осадки имеют градационную текстуру и содержат прослойки крупнозернистого материала (пески, алевриты). Известно, что турбидиты, образовавшиеся в конце позднего вюрма, во многих колонках были встречены в этой части моря и ранее [36, 95]. Основную же часть осадков пачки 3 составляют глинистые и обломочные (кварц, полевые шпаты и др.) минералы с примесью кластических карбонатов. Среди глинистых минералов преобладает иллит, затем следуют хлорит и монтмориллонит [143] (рис. 6). В тяжелых подфракциях обломочных терригенных минералов доминируют эпидот-цоизит, моноклинные пироксены и роговые обманки. Абсолютный возраст терригенных минералов здесь относительно невысокий — 115 млн.лет [121]. Вероятно, осадочный материал в эту область дна поступал из разных источников питания: судя по ассоциациям обломочных и глинистых минералов, значительная часть материала сносилась с источников, расположенных на Кавказе. В то же время данные по абсолютному возрасту минералов свидетельствуют и об интенсивной эрозии пород питающих областей Анатолийских гор.

Пачка 4 по составу слагающих ее осадков весьма близка к пачке 3, но отличается от нее только присутствием в осадках заметных количеств диатомей и нанофлоры, которыми обогащены некоторые интервалы. В колонке 11 (секции 4 и 5) имеются тонкие прослойки кокколито-вого ила, практически полностью сложенные скелетами *Emiliania huxleyi* с небольшим количеством других видов (рис.7). Терригенный материал этой пачки имеет смешанный генезис, но в ряде случаев более отчетливо видно влияние выносов рек кавказского побережья (явное преобладание кварца над полевыми шпатами, более высокий абсолютный возраст терригенных минералов — 204 млн.лет, и т.д.).

Пачка 5 представлена плотным слоем черного сапропелевого ила, содержащего микропрослойки аутигенного арагонита весьма характерных форм (как и в древнечерноморских осадках) и кокколито-вого

Таблица 1
Литологический разрез скважины 379А

Пачки	Типы осадков	Мощность, м	Интервал от поверхности дна, м	Колонки
1	Кокколито-вый ил	0,3	—	1474 PC*
2	Сапропель	0,4	—	1474 PC
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	Терригенный ил обогащенный кальцитом	171	453,5—624,5	50—68

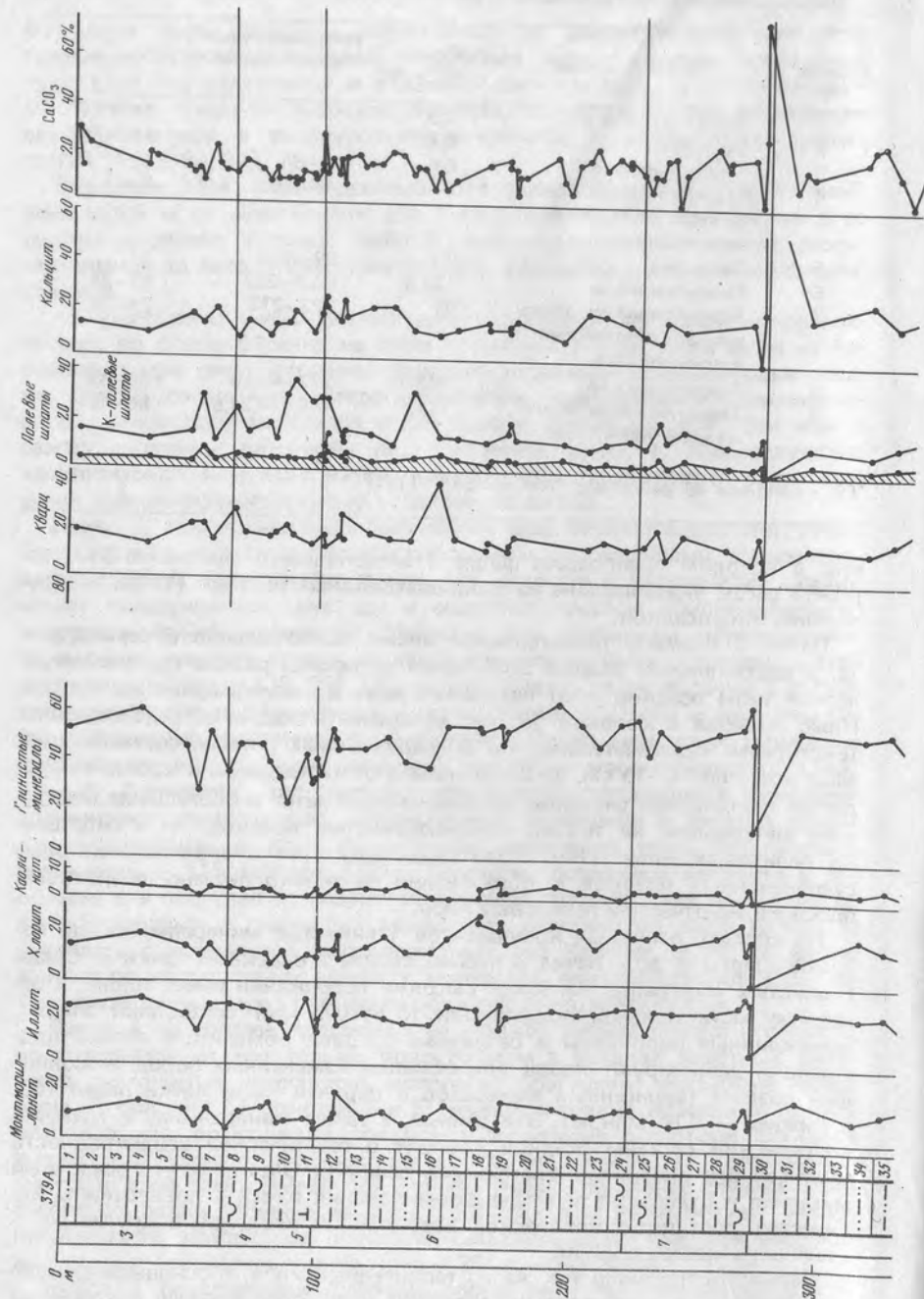
*PC — колонки 49 рейса и/с "Атлантис-II" [129].

ила, в котором преобладает флора *Braarudosphaera bigelowi* и *Syracosphaera pirus*, указывающие на солоноватоводные условия (18‰) образования этих осадков.

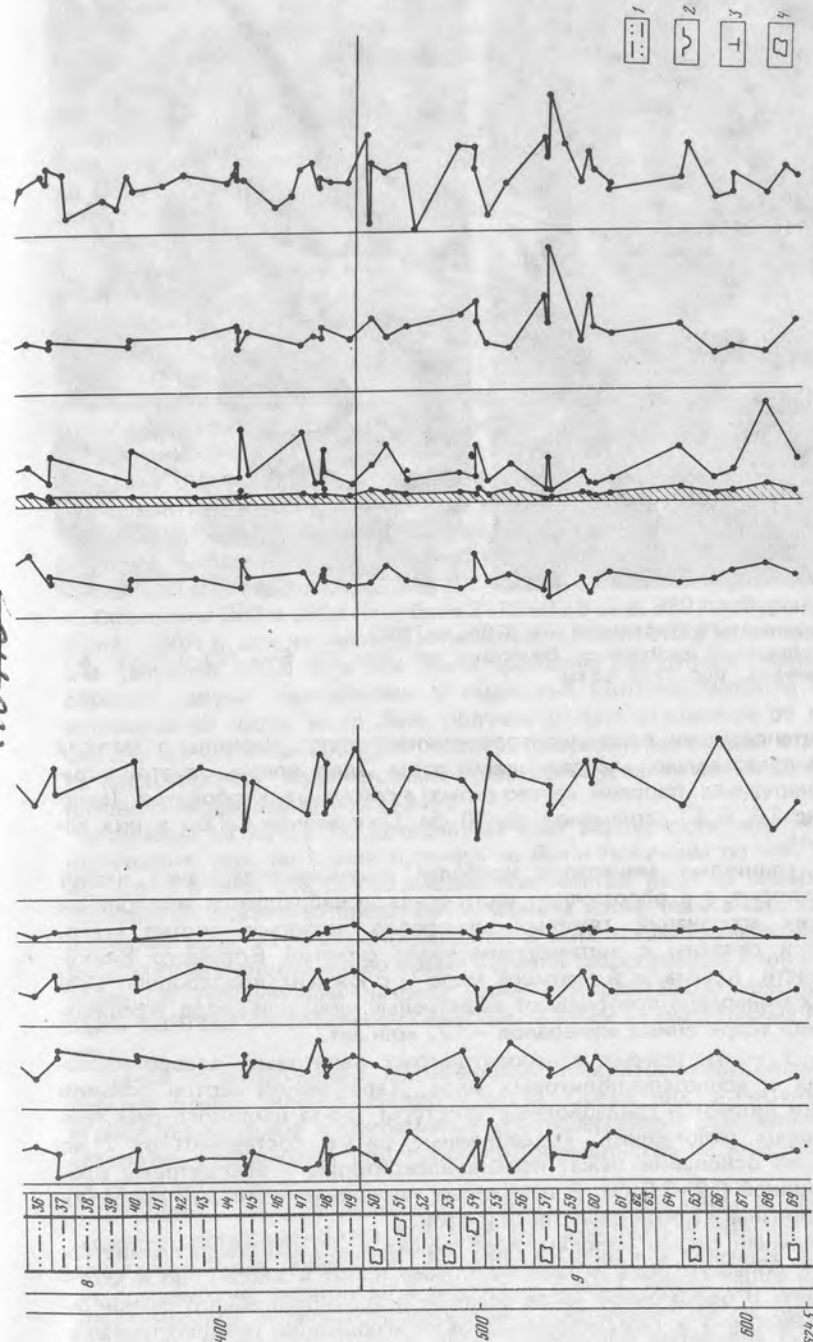
Пачка 6 сложена терригенными илами темно-зеленовато-серого цвета. В вертикальном разрезе этой пачки встречены разные гранулометрические типы осадков — от пелитовых илов до мелкозернистых песков. Ниже, начиная с колонки 19, распространены осадки с градационными текстурами. Примечательно, что в градационных ритмах, составляющих чаще всего по 10—15 см, по направлению от их подошвы к кровле наблюдается постепенное снижение медианного диаметра и обогащение пелитовым материалом не только крупнозернистых осадков, но и собственно пелитовых илов [144]. Это свидетельствует о значительной роли суспензионных потоков в образовании не только песчано-алевритовых прослоев, но отчасти и пелитовых илов.

По составу основных компонентов (глинистые минералы, кварц, полевые шпаты и др.) пачка 6 весьма сходна с осадками пачки 3. Среди глинистых минералов наиболее высокие содержания имеет иллит, а основную часть тяжелой подфракции (0,1—0,05 мм) составляют эпидот, моноклинные пироксены и различные роговые обманки. В легкой подфракции доминируют кварц или обманки измененных пород. Абсолютный возраст терригенных минералов в верхней части пачки равен 180, в нижней — 114 млн.лет. Эти данные, а также минеральный и гранулометрический составы осадков говорят о генетической неоднородности терригенного материала, слагающего пачку 6. Очевидно, что осадочный материал в отдельные периоды формирования пачки в повышенном количестве поступал с кавказской водосборной площади, в другие же — с южных областей питания.

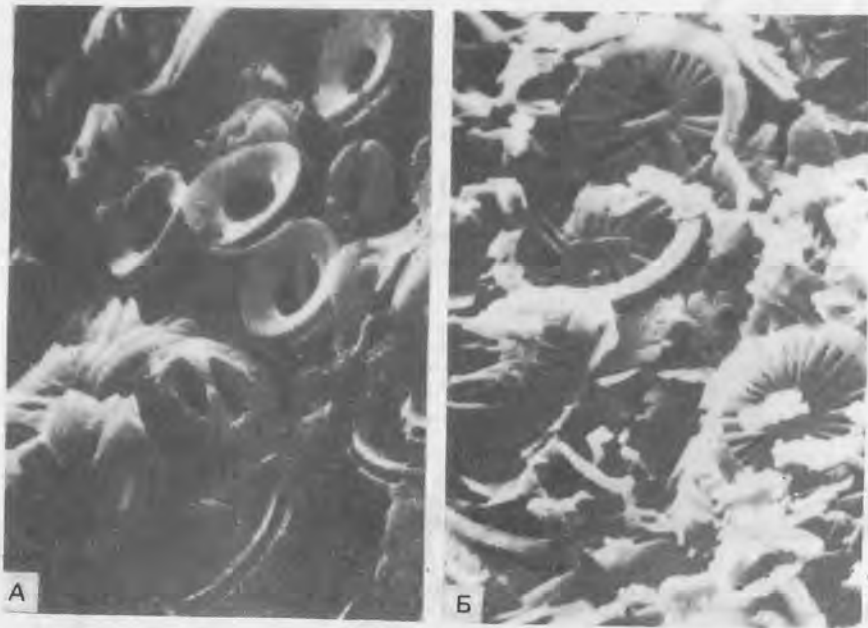
Пачка 7, состоящая так же из терригенных илов, в основном алевритово-пелитовых и пелитовых, содержит слои, обогащенные диатомеями и кокколитами. Интервалы, обогащенные диатомеями, выделяются по



~~140115~~



Р и с. 6. Литологический и минеральный состав отложений скв. 379А по данным рентгенофрактометрического анализа (содержание минералов в % от суммы кристаллических фаз), по [143]
1 — терригенные отложения; 2 — илы и глины, обогащенные диатомеями; 3 — отложения, обогащенные кокколитами (в виде прослоев и т.п.); 4 — карбонатные (кальцитовые) отложения



Р и с. 7. Кокколиты в отложениях скв. 379А, по [108]

А — *Gephyrocapsa caribbeanica* Boudreaux and Hay, обр. 6—5, 123—125 см; Б — *Syracosphaera* sp., обр. 11—5, 55 см

более интенсивному оливково-коричневому цвету. Несколько мелких прослоев представлены сапропелевым илом. Здесь впервые в этой скважине обнаружены прослои светло-серых аутигенных карбонатов (микрит) (рис. 8А, Б, Е) толщиной до 10 см. Содержание CaCO_3 в них достигает 74%.

Среди глинистых минералов наиболее высокие содержания имеют иллит и хлорит, а в обломочной части осадков наблюдается чередование нескольких ассоциаций тяжелых минералов, которые, скорее всего, генетически связаны с метаморфическими сериями Большого Кавказа, а, отчасти, Крыма, и в меньшей мере — с южным водосбором. Среди легких минералов преобладают выветрелые зерна или кварц. Абсолютный возраст терригенных минералов — 122 млн. лет.

Пачка 8 — из темных зеленовато-серых пелитовых, алевролитово-пелитовых и мелкоалевролитовых илов. Характерной чертой осадков этой пачки являются градационные текстуры (из-за широкого развития турбидитовых отложений). Градационные ритмы составляют от 7 до 10 см, в их основании лежат песчано-алевритовые и алевролитовые прослои толщиной 0,2—3,0 см. В некоторых песчано-алевритовых прослоях имеются признаки косой слоистости и ряби.

Минеральный состав валовых проб показывает, что среди глинистых минералов большую роль играют не только иллит и хлорит, но и монтмориллонит. В обломочной части осадков встречаются эпидот-слюдистоговообманковая и слюдисто-эпидотовая ассоциации тяжелых минералов. В легких подфракциях кварц и выветрелые минералы встречены почти в равных количествах.

Пачка 9 представлена терригенными илами, имеющими циклический характер. Толщина ритмов составляет от 3 до 6, чаще всего 4 см. В их основании залегают микрослои пирита толщиной 1—2 мм, затем следует темная глина, постепенно переходящая в серую. Содержание CaCO_3 в ней не превышает 10%. В серой глине имеются следы роющих организмов, заполненных карбонатным илом. Ритмы завершаются слегка желтоватым светло-серым микрозернистым карбонатным илом (содержание CaCO_3 до 63%). Границы между микропрослоями 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. В этой пачке также встречаются тонкие (до 2 см) прослои песчано-крупноалевритового материала.

Минеральный состав осадков содержит в основном те же терригенные компоненты, что и вышележащие пачки, но количественные отношения между ними во многих интервалах заметно изменены. Наиболее ярко это видно по содержаниям монтмориллонита, который довольно часто преобладает над остальными глинистыми минералами. Среди тяжелых терригенных минералов чаще всего преобладает эпидот, а в единичных образцах в заметных количествах встречаются моноклинные пироксены и рудные минералы. Абсолютный возраст терригенных компонентов в нижней части пачки 9 равен 80 млн. лет. т.е. он очень близок к возрасту, который определен для выносов, поступающих в настоящее время из областей Малого Кавказа.

Скважины 380 и 380А (глубина 2115 м). В скв. 380 пробурено 370,5 м, а скв. 380А в том же месте достигнута глубина 1073,5 м от поверхности дна (верхние 332,5 м в ней были пройдены без отбора керна). Таким образом, двумя скважинами у подножья континентального склона в юго-западной части моря был получен разрез отложений от поверхности дна до глубины 1073,5 м (табл. 2). Современные осадки в этом районе представлены терригенными слабоизвестковыми пелитовыми и алевро-пелитовыми илами [134].

Образцы из пачки 1а, которая, по всей вероятности, состоит из кокколитового ила, во время бурения не были получены по той же причине, что и в скв. 379А. Фактически полученный керн из самых верхних горизонтов скважины представлен черным илом (пачка 1б). Низкое содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ (0,60%), определенное в этих осадках, очевидно, явилось результатом смешивания во время бурения сапропелевых илов с терригенными. В голоценовом разрезе ниже кокколитовых пелитовых илов здесь залегают сапропелево-глинистые, а затем — терригенные пелитовые илы.

Пачка 1с представлена терригенными алевролитово-пелитовыми и пелитовыми илами зеленовато-серого цвета. Среди них значительную роль играют терригенные и раковинные крупнозернистые отложения — пески, алевролиты, образующие ряд прослоев, большинство из которых являются турбидитовыми.

В составе осадков доминирует иллит, который среди глинистых минералов составляет более 50% (рис. 9). Довольно изменчив также состав терригенных минералов. В одних прослоях в тяжелых подфракциях доминируют амфиболы, в других — слюды, много также эпидот-цоизита, гранатов. В легких подфракциях преобладает кварц над полевыми шпатами. Видимо, основная часть осадочного материала поставлялась северо-западными реками, в первую очередь, Дунаем. Абсолютный возраст терригенных минералов, определенный в осадках этой пачки

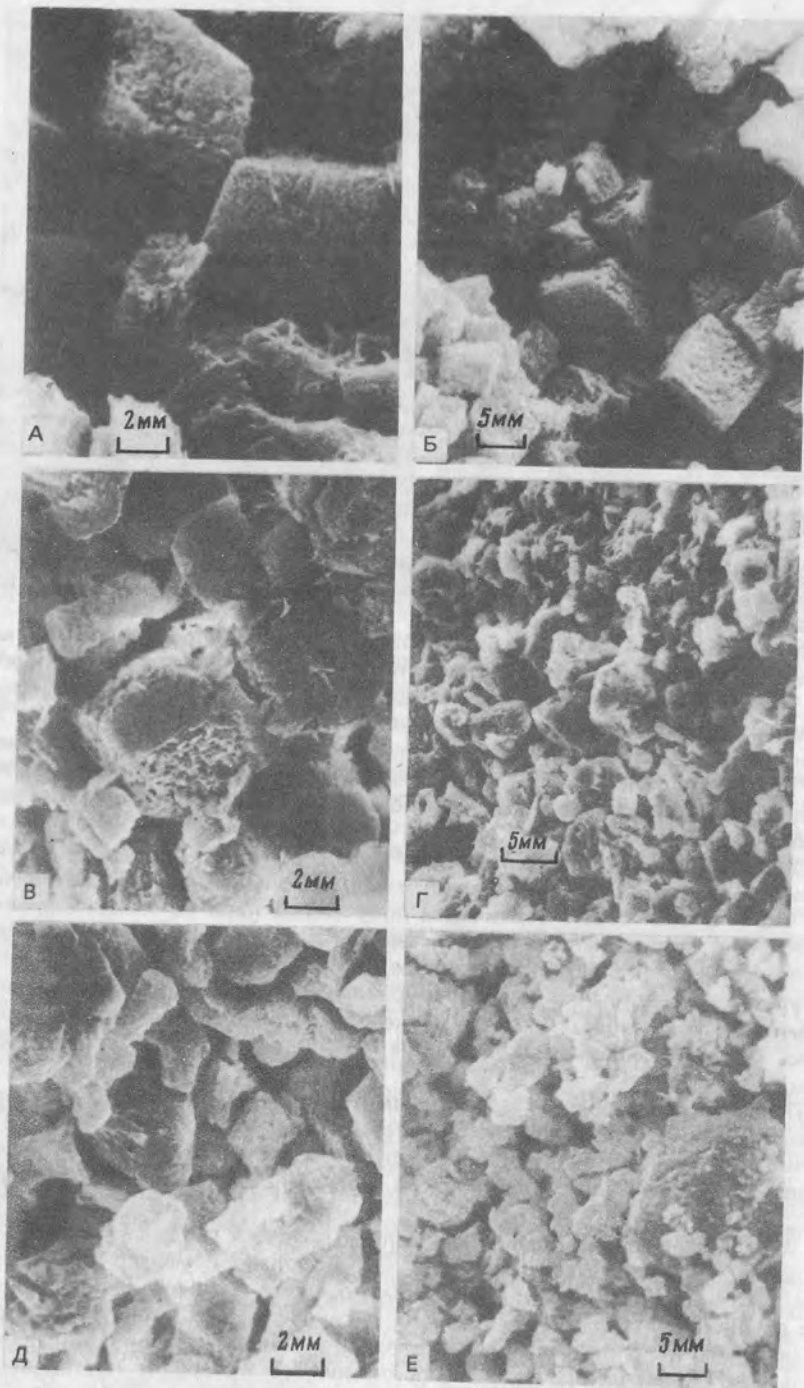


Таблица 2

Литологический разрез скважин 380 и 380А

Пачки	Тип осадка	Мощность, м	Интервал от поверхности дна, м	Колонки
Ia	Кокколитовый ил	0,3*	—	—
Ib	Черный терригенный ил	2	0—2	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	Терригенный ил (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
IVa	Глины, обогащенные диатомеями с сидеритовыми прослоями	73,9	643,6—717,5	34А—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
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

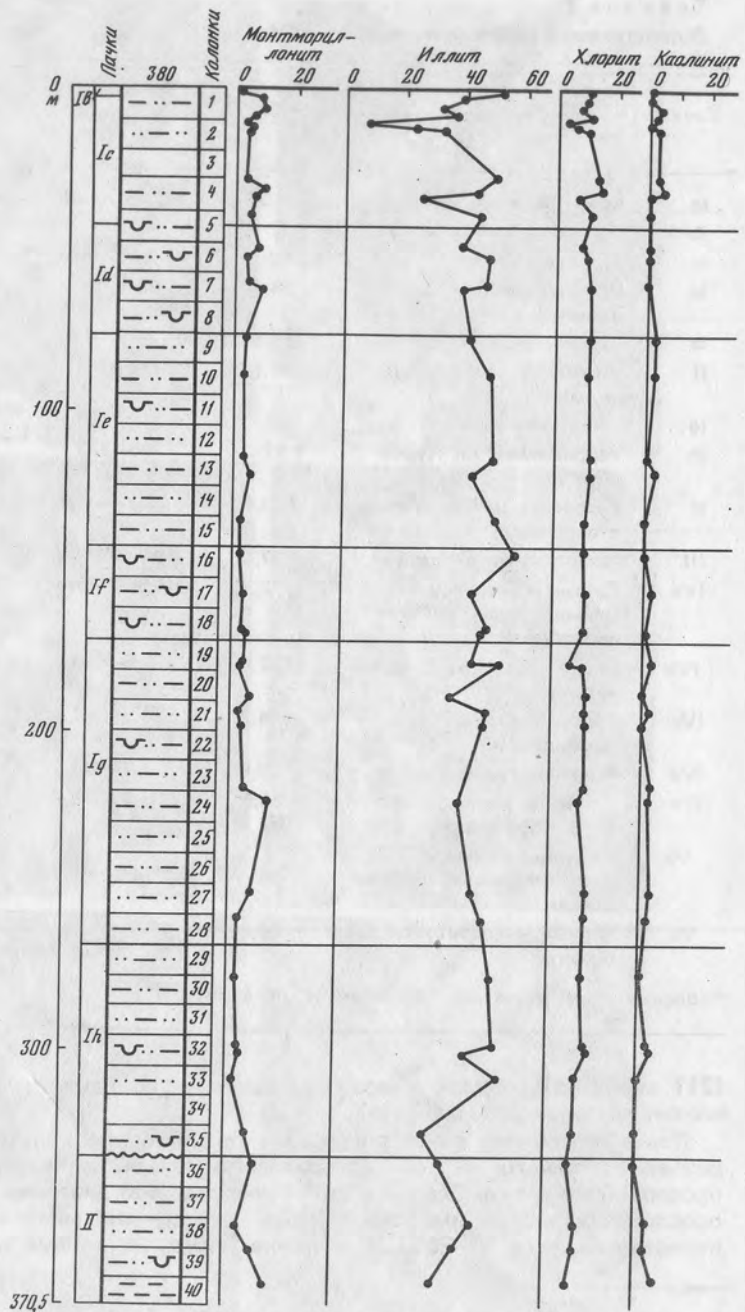
*Колонки 49-го рейса и/с "Атлантис-11" по [129].-

(211 млн. лет), близок к возрасту выносов, поставляемых Дунаем в настоящее время (200 млн. лет).

Пачка Id сложена оливково-серыми терригенными, пелитовыми, алевроитово-пелитовыми и мелкоалевритовыми илами. Пелитово-алевроитовые прослои здесь редки. Осадки в этой пачке содержат диатомеи. Некоторые прослои обогащены ими значительно (по данным микроскопических определений — до 10—25%). В колонке 7 имеются тонкие желтовато-се-

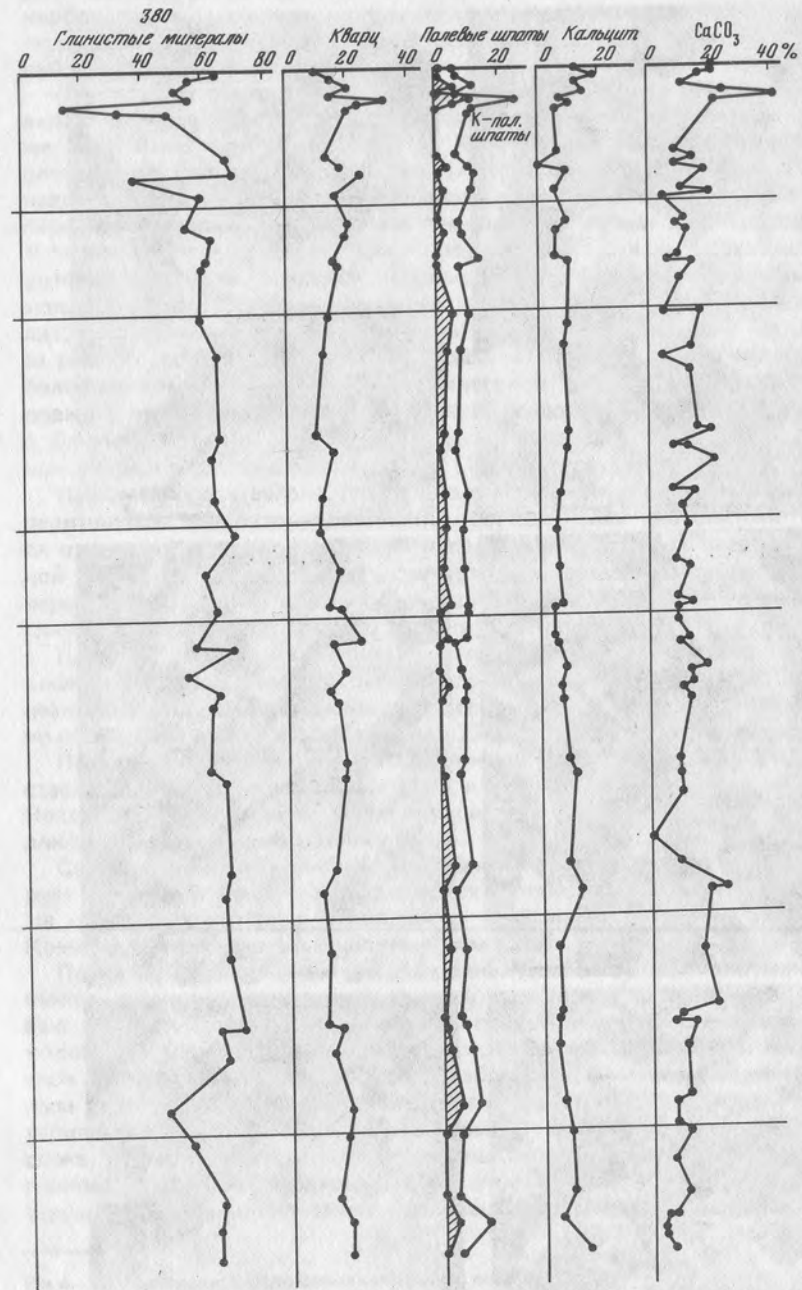
Рис. 8. Кальцитовые отложения в разрезах скважин, по [138]

А, Б — обр. 25—3, 94—95 см (скв. 379А); В, Г — обр. 12—4, 86—88 см (скв. 380А); Д — обр. 50—3; 12—13 см (скв. 380А); Е — обр. 29—4, 142 см (скв. 379А)

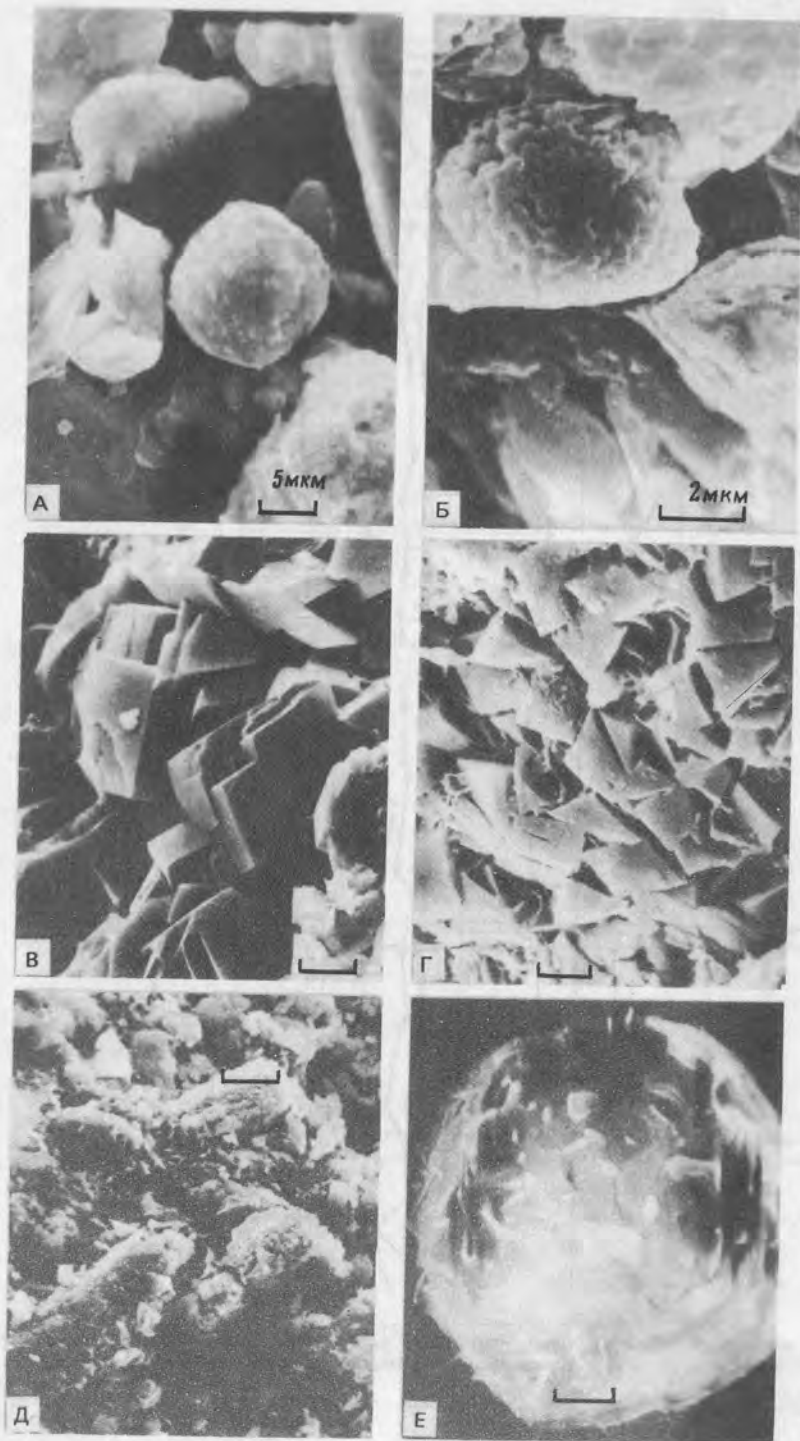


Р и с. 9. Литологический и минеральный состав отложений скв. 380 по данным рентгендифрактометрического анализа (содержание минералов в % от суммы кристаллических фаз), по [143]

1 - терригенные отложения; 2 - отложения, обогащенные диатомеями; 3 - глины; 4 - перерыв в седиментации



1 2 3 4



рые прослои диатомово-карбонатных илов, в которых основную часть карбонатного материала представляют остатки нанофлоры. Состав терригенных компонентов мало отличается от вышележащих отложений.

Пачка 1e почти целиком сложена алевритово-пелитовыми и пелитовыми терригенными илами, гранулометрический состав которых, а также цвет, циклически повторяются. Характерным циклом осадков этой пачки является интервал 84–87 см (колонка 9, секция 1). Светло-коричневый пелитовый ил, представляющий нижнюю часть цикла, постепенно переходит в серый ил, а затем в темно-серый алевритово-пелитовый ил. Изменение цвета, видимо, было связано с постепенным возникновением условий стагнации. Имеются небольшие интервалы, обогащенные диатомеями, а также ОВ. В минеральной части осадков резко преобладает иллит, содержания тяжелых минералов изменчивы. В верхней части разреза резко преобладают слюды, в нижней — определен гранат-эпидот-амфиболовый комплекс терригенных минералов. Вероятно, в начале формирования этой пачки значительная часть осадочного материала поступила с близких источников питания. Здесь также заметно ниже и абсолютный возраст терригенных минералов (168 млн. лет).

Пачка 1f представлена терригенными зеленовато-серыми алевритово-пелитовыми и пелитовыми илами, обогащенными диатомеями. Имеются отдельные прослои алевритов и песчано-алевоитовых осадков толщиной до 10–20 см, основную часть которых составляют терригенные минералы. Ассоциации тяжелых минералов здесь те же, что и в пачке 1e. В глинистой части осадков резко доминирует иллит.

Пачка 1g состоит из терригенных пелитовых и алевритово-пелитовых илов в основном темного зеленовато-серого цвета. Их состав меняется незначительно, за исключением отдельных интервалов, которые заметно обогащены диатомеями (колонка 22) или карбонатами (колонка 25).

Пачка 1h сложена в основном различной мощности турбидитами, представленными терригенными илами и песчано-алевоитовыми осадками. Некоторые интервалы содержат повышенное количество диатомей и выделяются по оливковому оттенку цвета.

Среди глинистых минералов в обеих пачках (1g и 1h) явно доминирует иллит, а в тяжелых подфракциях терригенных минералов — слюды. На некоторых интервалах повышено содержание эпидота и амфиболов. Кварца обычно значительно больше, чем полевых шпатов.

Пачка 1i литологически неоднородна. Доминирующее значение в ней имеют зеленовато-серые терригенные пелитовые и алевритово-пелитовые илы. Диатомеями и сапропелем обогащенные прослои встречаются в колонке 3 (скв. 380А) и эквивалентной ей колонке 39 (скв. 380). Прослои песчано-алевоитовых осадков наблюдаются по всему разрезу. Важным компонентом этой пачки являются слоистые глины, напоминающие типичные гляциальные варвы (ленточные глины). Они состоят из пар слоев, одни из которых представлены светло-коричневой алевритистой глиной, постепенно переходящей во второй слой — в светло-оливково-серую глину. Толщина таких пар равна 1–2 мм. Слоистые глины чере-

Рис. 10. Минералы в отложениях скважин, по [143, 138]

А — пирит, обр. 30-1, 108–120 см (скв. 380А); Б — пирит, обр. 11-2, 55–64 см (скв. 379А); В — доломит, обр. 59-1, 145–147 см (скв. 380А); Г — доломит, обр. 72-СС (скв. 380А); Д — сидеритовые отложения, обр. 23-4, 90–92 см (скв. 381); Е — сидерит, обр. 39-3, 102–104 см (скв. 380)

Таблица 3

Минеральный состав (в %) терригенных и карбонатных отложений, скв. 380А, колонка 9, по [131]

Минералы	Секция 1, 126–128 см	Секция 3, 124–126 см	Секция 5, 65–68 см	Секция 6, 78–80 см	Секция 6, 96–98 см
Кальцит	1	14	0	27	56
Доломит	4	1	0	1	0
Сидерит	38	0	0	0	0
Кварц	7	13	16	9	5
Полевые шпаты	4	4	7	3	0
Глинистые	46	66	76	59	38

дуются с прослоями серых мергелевых отложений, толщина которых чаще всего 1–2 см.

По гранулометрическому составу осадки пачки II в целом являются пелитовыми и алевритово-пелитовыми. Глинистые варвы — это пелитовые илы, очень часто весьма тонкодисперсные (фр. < 0,01 мм более 90%).

Средний минеральный состав отложений пачки II отличается от выше лежащих пачек прежде всего тем, что содержания иллита заметно ниже, а монтмориллонита — выше. Больше также и кальцита [143].

В обломочной части осадков выявлены две ассоциации терригенных минералов: в одних прослоях в тяжелых подфракциях явно преобладают разноцветные слюды, в других — амфибол-эпидот-гранатовый комплекс минералов. Но особенно разнообразен здесь состав карбонатных минералов (рис. 8В, Г, рис. 10Е).

В верхней части разреза (колонка 36, скв. 380) это игольчатой формы арагонит. Далее вниз многие интервалы обогащены сидеритом. Такие карбонатные прослои (в них часто помимо сидерита встречаются совместно доломит и кальцит) переслаиваются с терригенными илами в колонках скв. 380А — 1, 2, 4, 6, 8, 9, 11, 12 и в эквивалентных им колонках скв. 380. Обогащенные сидеритом прослои (до 52% сидерита) имеют светлый оливково-серый цвет и достигают толщины нескольких сантиметров. Однако много также оливково-серых прослоев, которые имеют высокие содержания (до 80%) кальцита, и чередуются с сидеритовыми и терригенными илами. Эти интервалы обычно не содержат сидерита. По мнению Стоффера и Мюллера [138], все карбонатные минералы — кальцит, сидерит и арагонит имеют хемогенную природу. В большинстве прослоев постоянно присутствуют небольшие количества доломита. О характере распределения карбонатных минералов в отложениях пачки II можем судить также и по данным рентгенодифрактометрического анализа отложений колонки 9 скв. 380А (табл. 3).

Пачка III состоит в основном из терригенных мергелистых и карбонатных илов. Имеются также циклические отложения, сходные с теми, которые были описаны в колонке 58 (секция 4) 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, более часто 4–5 см. Верхние 40 м циклических карбонатных отложений имеют горизонтальную слоистость; остальная же часть сформировалась в результате оползней. Ниже 540 м (колонки 23А, 34А) слоистые карбонатные илы похожи на варвы, в которых чередуются светло-оливково-серые карбонатные отложения (75–80% CaCO₃) с зеленовато-серыми глинами или мергелистыми осадками (5–60% CaCO₃), обогащенными органическим веществом и пиритом (рис. 10А).

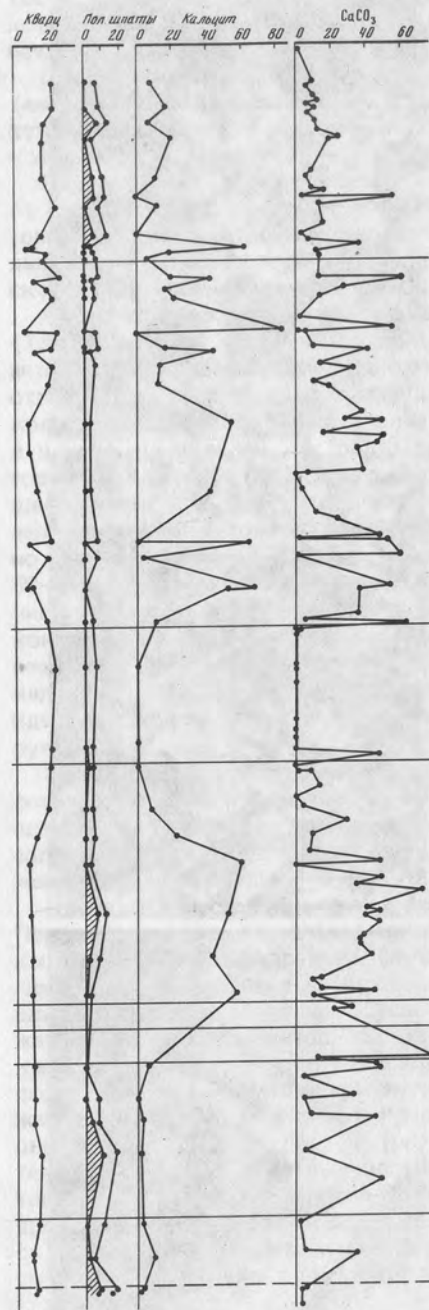
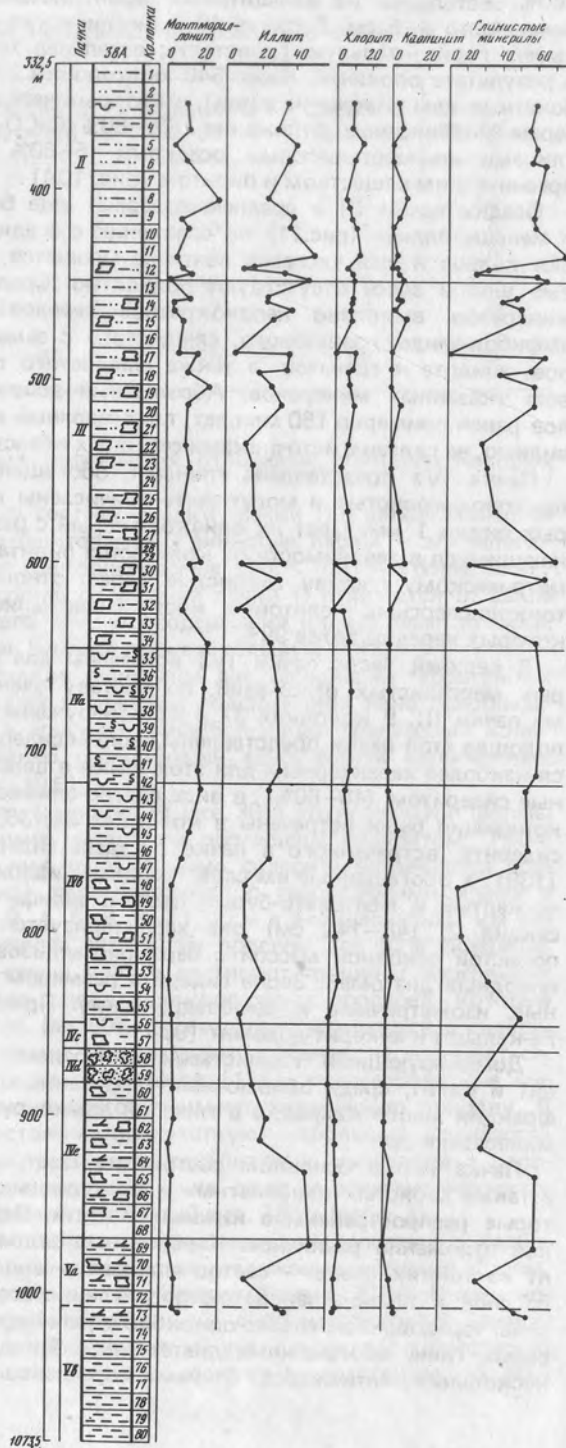
Осадки пачки III в среднем содержат еще больше монтмориллонита и меньше иллита (рис. 11) по сравнению с осадками пачки II. Соотношения кварца и плагиоклазов почти не меняются, но зато калиевые полевые шпаты здесь отсутствуют полностью. Среди тяжелых обломочных минералов выявлено неоднократное чередование трех комплексов: амфибол-эпидот-гранатового, слюдистого с заметной примесью амфиболов, эпидота и гранатов, а также слюдистого с очень малым количеством указанных минералов. Абсолютный возраст терригенных минералов равен примерно 160 млн. лет, т.е. осадочный материал большей частью, видимо, не связан с источниками северных областей водосбора.

Пачка IVa представлена глинами, обогащенными диатомеями. Глины тонокослоистые и могут быть причислены к варвам, толщина которых около 1 мм. Цвет их оливково-серый с различными оттенками, меняющимися в зависимости от количества пирита и диатомей. По гранулометрическому составу глинистые варвы относятся в основном к типу тонкодисперсных пелитовых илов, содержание пелитовых фракций в которых нередко более 99%.

В верхней части пачки IVa встречаются два слоя светло-оливково-серых мергелистых отложений, по составу очень сходных с отложениями пачки III. В колонках 37 и 41 обнаружены два слоя туфа. Кровля и подошва этой пачки представлены слоями сидерита. Этот минерал является наиболее характерным для этой пачки в целом. Отложения, обогащенные сидеритом (40–60%), в виде светло-оливковых тонких прослоев или конкреций были встречены в колонках 34, 36, 37, 39–42. В отличие от сидерита, встреченного в пачке II, здесь сидерит больше обогащен Mn [138], а обогащенные им слои твердые. Сидеритовая порода имеет бледно-желтый и желтовато-бурый цвет. В шлифе (образец из колонки 40, секция 2, 148–149 см) она характеризуется микрзернистой микропористой основной массой с перекристаллизованными реликтами пресноводных диатомей. Зерна сидерита размером менее 0,05 мм неправильные, изометричные и ромбоэдрические. Присутствуют также кальцит, Fe-кальцит и анкерит-доломит [93].

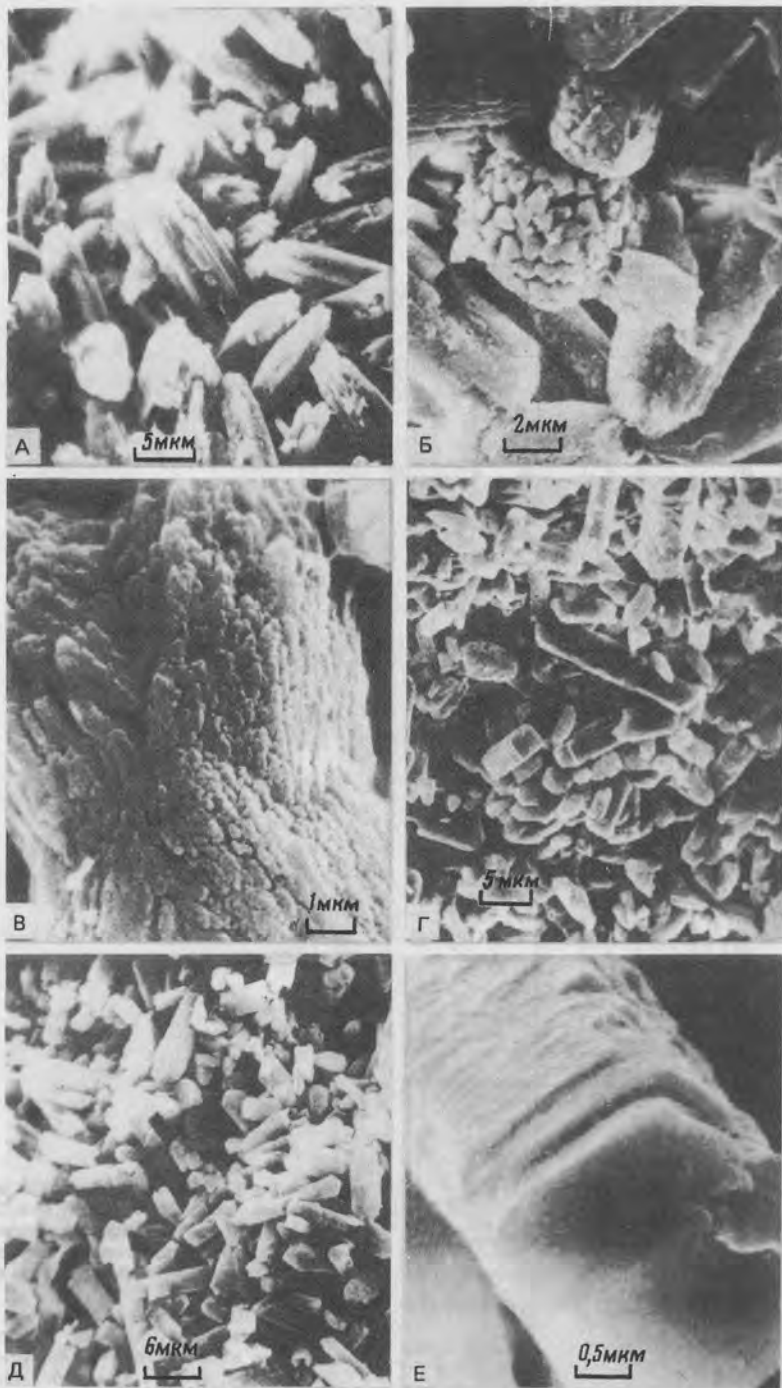
Доминирующими глинистыми минералами являются монтмориллонит и иллит, среди обломочных терригенных минералов в легкой подфракции много кварца, а в тяжелой доминируют эпидот, гранат, рудные минералы и др.

Пачка IVb в основном состоит из глин, обогащенных диатомеями, а также слоистых карбонатных и мергелистых отложений (рис. 8Д), которые распространены в нижней ее части. Переслаивание основных типов отложений различное. Карбонатные отложения (или варвы) состоят из тонких слоев — светло-зеленовато-серого кальцитом обогащенного слоя и темно-зеленовато-серого глинистого. Другие варвы представлены чередованием светло-оливково-серых мергелей и темно-оливково-серых глин, обогащенных диатомеями. Толщина варв — от одного до нескольких сантиметров. С ними переслаиваются неслоистые мергелис-



Р и с. 11. Литологический и минеральный состав отложений скв. 380А по данным рентгендифрактометрического анализа (содержание минералов в % от суммы кристаллических фаз), по [143]

1 — терригенные отложения, 2 — отложения, обогащенные диатомеями, 3 — карбонатные (кальцитовые) отложения, 4 — доломит, 5 — глины, 6 — песчано-гравийно-галечные отложения и брекчии, 7 — сидерит; 8 — перерыв в седиментации



тые (толщина несколько см) отложения. В некоторых интервалах это имеет циклический характер, подобный тому, который был отмечен в пачке III и в нижней части пачки II.

Пачка IVc представлена оливково-черными тонкослоистыми глинами (алевролитами), обогащенными диатомеями. Имеются интервалы, где встречены прослои карбонатных отложений (рис.12Б), основную часть которых составляют арагонит (до 71%) или кальцит (до 65%).

Пачка IVd сложена грубообломочным материалом весьма различного состава. Часть из них сцементирована карбонатным материалом, в том числе и сидеритовым цементом. На глубине 874 м обнаружены твердые карбонатные породы (мергели), слои которых имеют толщину несколько см. Нижняя часть пачки состоит из крупных обломков пород.

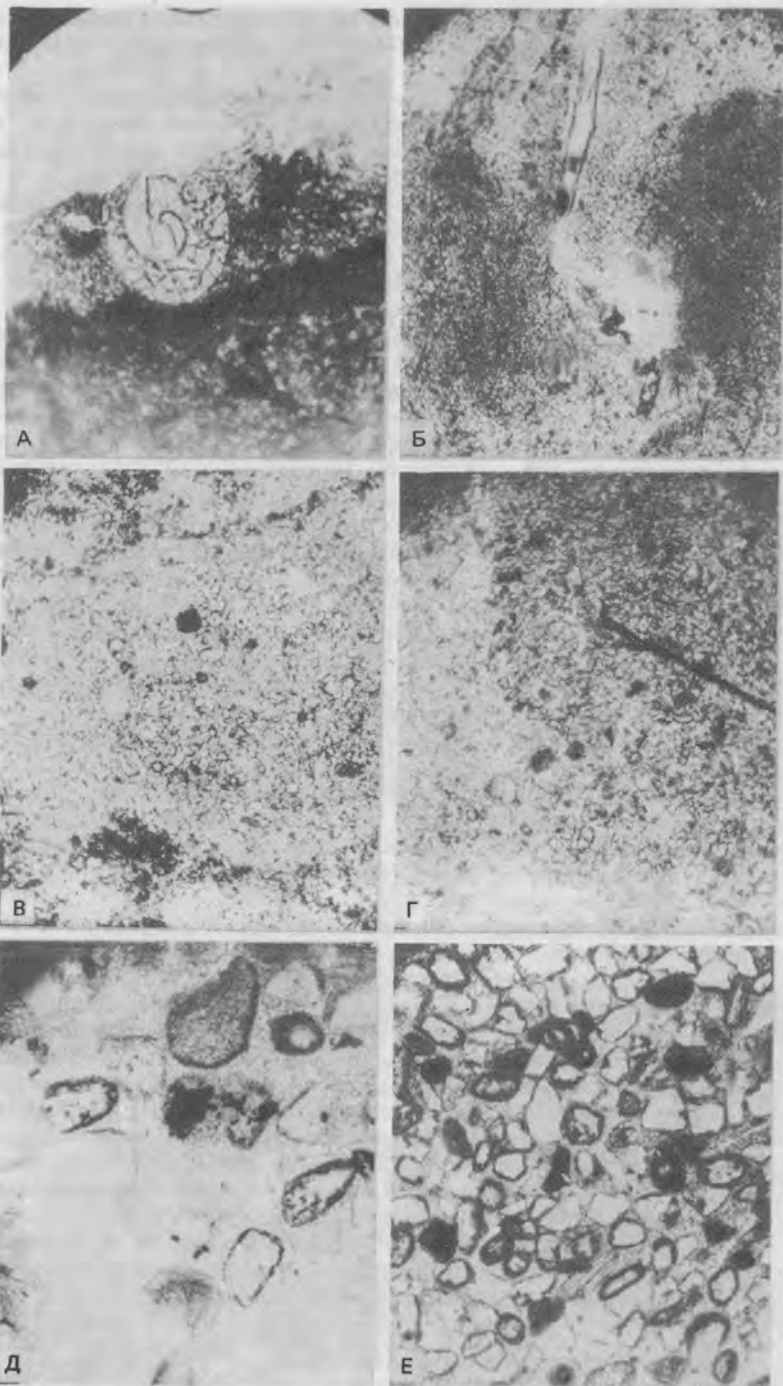
Примечательно, что здесь был обнаружен строматолитовый доломит [138]. Доломит (колонка 58-3, 130-150 см), по мнению упомянутых авторов, образовался, когда дно моря находилось в условиях приливов-отливового берега. Другие исследователи показали [93], что образец из колонки 59-1, 117-118 см является анкеритовым мергелем, который в шлифе представлен желтовато-серой микрозернистой анкерит-кальцитовой массой (рис.13А). В ней встречаются реликты карбонатных раковин, размером до 0,06 мм, сложенных пелитоморфным или мелко-среднезернистым кальцитом. Около 10-15% алевроитовой примеси представлено кварцем, плагиоклазами, мусковитом. Кальцит составляет около 50-60%, анкерит - 10-20% породы, а остальная часть представлена глинистым материалом. В качестве небольшой примеси присутствуют микроконкреции пирита и пиритизированные растительные остатки, углистое вещество, доломит, халцедон. По данным рентгенодифрактометрии кальцит составляет 36% от кристаллической части осадка, качественно идентифицирован анкерит, а других карбонатных минералов не обнаружено.

Брекчированные отложения этой пачки, вероятно, образовались в результате резкого подъема уровня вод Черного моря, когда прорвавшиеся через Босфор потоки морских вод принесли также морскую солоноватоводную фауну и флору, которые были обнаружены в отложениях, перекрывающих пачку IVd.

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 имеются кварц, полевые шпаты и другие минералы. Слои темно-зеленовато-серого цвета содержат несколько процентов пирита и иногда обогащены обломочными карбонатами. Второй тип - слоистые карбонаты, которые в целом очень сходны с однотипными отложениями в разрезах пачек III и IVb. Содержание карбонатов меняется в пределах 50-100%, и в светлых прослоях они представлены арагонитом (рис.12Г, Д, Е). Зеленовато-серые, относительно более темные прослои, богаче глинистым материалом. К третьему типу отнесены темно-зеленовато-серые мергели со следами роющих организмов. Все три доминирующих типа отложений переслаиваются в любой последовательности. В разрезе пачки спорадически встречаются слои светло-оливково-серого доломита, толщиной несколько санти-

Р и с. 12. Арагонит в отложениях скважин, по [138]

А - обр. 11-5, 50-51 см (скв. 379А); Б - обр. 56-4, 46-47 см (скв. 380А); В - обр. 37-5, 45-47 см (скв. 381); Г, Д, Е - обр. 66-1, 26-28 см (скв. 380А)



метров. По определениям в шлифах [93] изученные образцы представлены анкеритовой породой (64-1, 24-26 см), анкерит-доломитовым мергелем (64-4, 20-22 см) и глинистой анкерит-доломитовой породой (65-2, 52-56 см). В анкеритовой породе примесь доломита незначительна.

Пачка Va состоит из слоистых глин и алевролитов, по составу и текстурам сходных с отложениями пачки IVe. В отложениях имеются тонкие (несколько мм) прослои светло-оливково-серого доломита (рис.10Г). Изучение отдельных образцов в шлифах показало, что большинство из них являются глинистой анкерит-доломитовой породой, а один образец (70-3, 104-107 см) представлен анкеритовой породой, примесь доломита в которой небольшая. По данным дифрактометрии в прослоях глинистого анкерит-доломита из карбонатных минералов встречен только доломит, содержание которого составляет 42-46% от кристаллической части осадка.

Пачка Vb в основном сложена зеленовато-черными алевролитами, основную часть которых составляет глинистый материал, обогащенный органическим веществом. Характерной особенностью данной пачки являются цеолитовые алевролиты, имеющие градационную либо диагональную слоистость. Типичные градационные слои, например, в колонке 73 (секция 1, 124,5-127 см). Верхняя часть этого интервала представлена темно-серой пиритом обогащенной глиной, которая внизу сменяется на темно-серый алевроитово-пелитовый ил. Основание градационного слоя сложено алевролитом. В некоторых интервалах встречены анкерит-доломитовые породы, аналогичные описанным выше (рис.13А, Б).

В составе алевролитов преобладает иллит, содержания монтмориллонита несколько выше. Характерно сравнительно повышенное количество полевых шпатов (не только плагиоклазов, но и калиевых), которых в среднем больше, чем кварца. Среди обломочных минералов в тяжелых подфракциях наиболее характерен эпидот, иногда ильменита и других черных рудных немагнитных минералов, а содержание слюд очень низкое. Абсолютный возраст терригенных минералов равен 103 млн. лет. Все это позволяет заключить, что основные источники питания этой области были расположены в западной и южной частях водосбора.

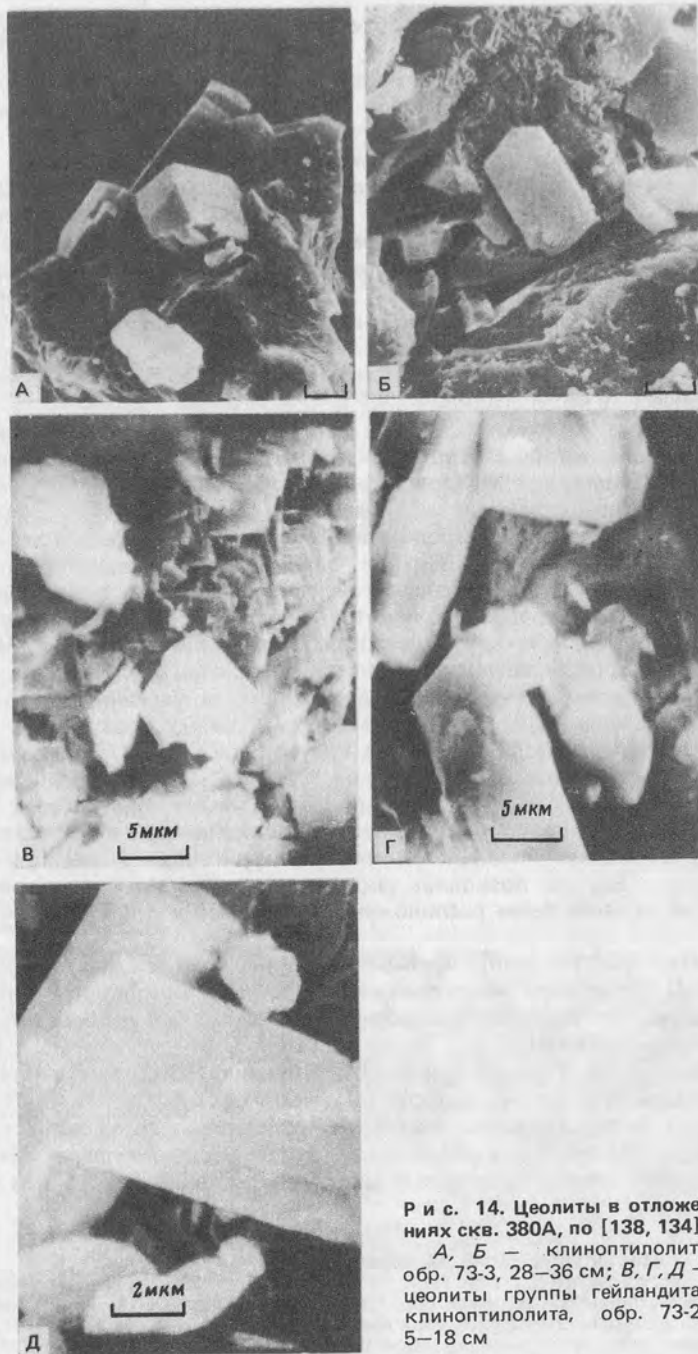
Цеолиты (рис.14), встреченные и изученные в нескольких образцах [103, 104], относятся к группе гейландита-клиноптиллолита, которые образовались из поровых растворов, вероятно, без непосредственной связи с пирокластикой.

Скважина 381. В разрезе скв. 381 (глубина 1750,5 м, нижняя часть континентального склона) выделено 9 пачек (табл. 4).

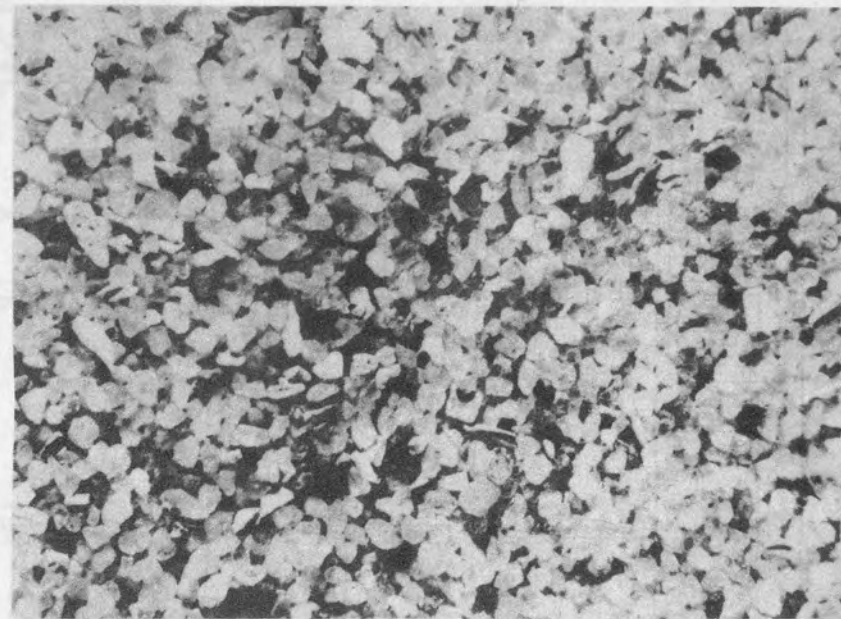
Верхняя часть скважины (пачка 1) представлена голубовато- и зеленовато-серыми терригенными в основном пелитовыми илами. Местами осадки имеют светло-коричневый цвет, и включения такого ила встре-

Р и с. 13. Шлифы литифицированных пород, по [111]

А — известковая порода, обр. 59-1, 117-118 см (скв. 380А); николи скрещены, увел. 20; Б — глинистый доломит, обр. 73-1, 58-60 см (скв. 380А), николи скрещены увел. 20; В — известково-глинистая порода, обр. 12-2, 15-16 см (скв. 381), николи скрещены увел. 20; Г — сидеритовая порода, обр. 27-3, 77-79 см (скв. 381), без анализатора, увел. 20; Д — галечный конгломерат, обр. 44-СС (скв. 381), без анализатора, увел. 20; Е — кварц-полевошпатовый песчаник, обр. 46-СС (скв.381), без анализатора, увел. 9



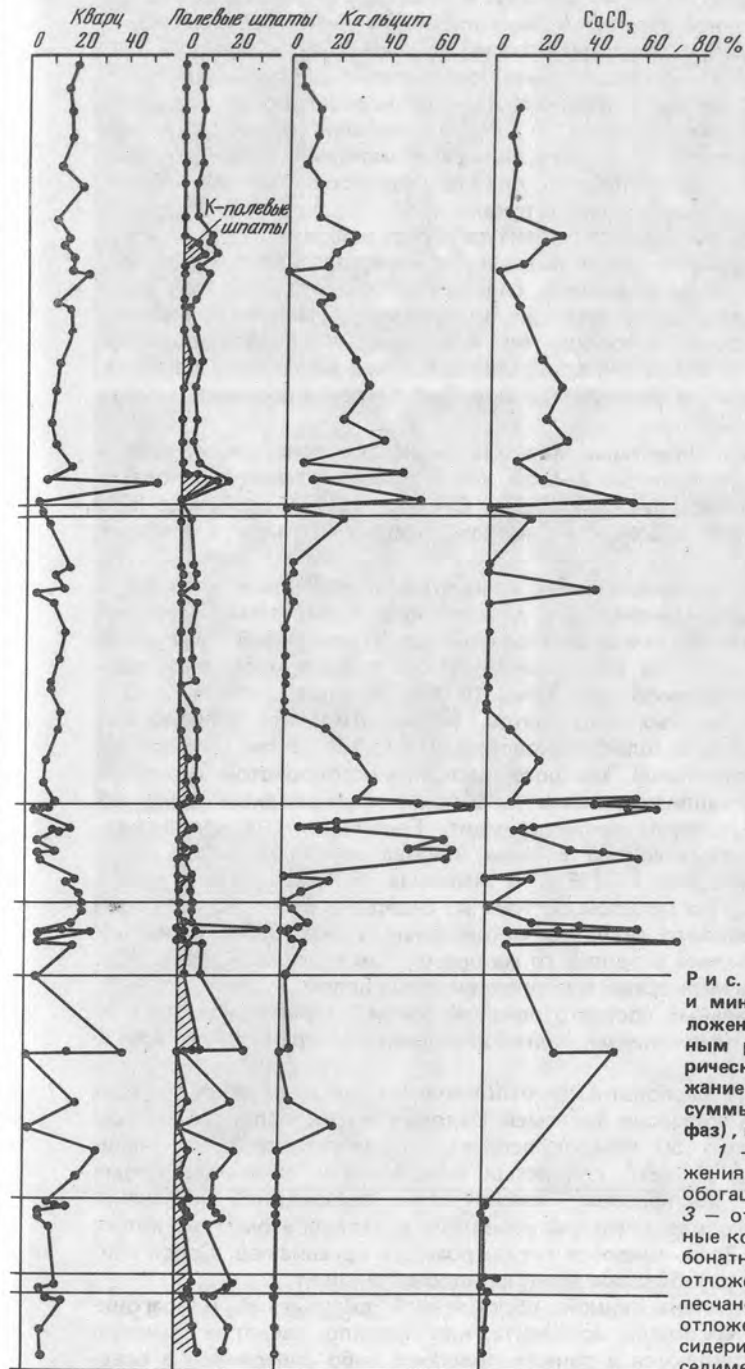
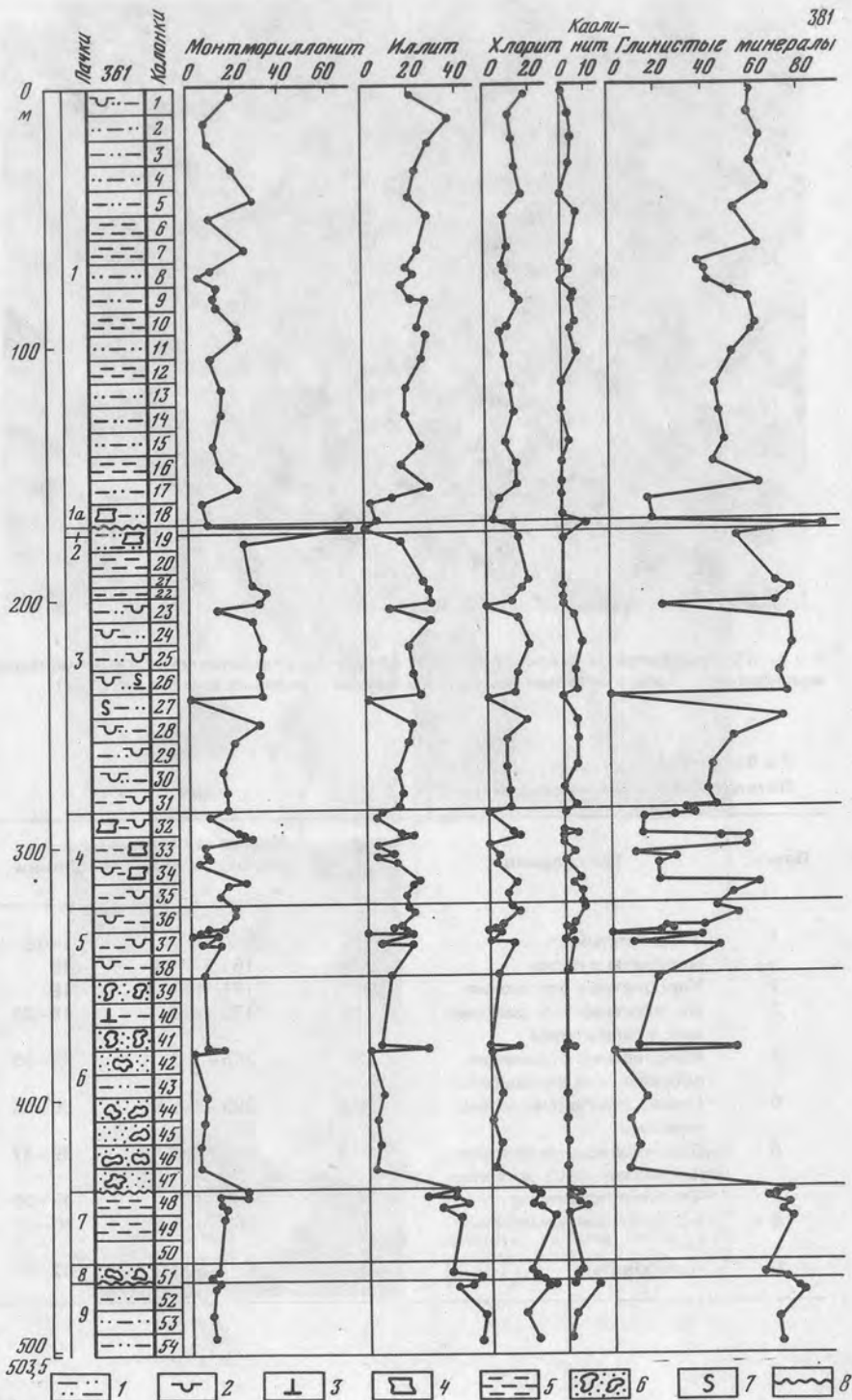
Р и с. 14. Цеолиты в отложениях скв. 380А, по [138, 134]
 А, Б — клиноптилолит, обр. 73-3, 28–36 см; В, Г, Д — цеолиты группы гейландита-клиноптилолита, обр. 73-2, 5–18 см



Р и с. 15. Алевроитовый песок из скв. 381 (пачка 1а), представленный фрагментами моллюсков и хорошо окатанными зернами кварца и полевых шпатов, по [131]

Таблица 4
 Литологический разрез скважины 381

Пачки	Тип осадков	Мощность, м	Интервал от поверхности дна, м	Колонки
1	Терригенный ил	171	0–171	1–18 ✓
1а	Алевроиты 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 ✓



Р и с. 16. Литологический и минеральный состав отложений скв. 381 по данным рентгендифрактометрического анализа (содержание минералов в % от суммы кристаллических фаз), по [143]

1 — терригенные отложения, 2 — отложения, обогащенные диатомеями, 3 — отложения, обогащенные кокколитами, 4 — карбонатные (кальцитовые) отложения, 5 — глины, 6 — песчано-гравийно-галечные отложения, брекчии, 7 — сидерит; 8 — перерыв в седиментации

чаются довольно часто по всему разрезу. В некоторых интервалах имеются слои с градационной текстурой, состоящие главным образом только из глинистого и алевритового материала. В нижней части пачки можно выделить подпачку 1а, представленную алевритовым и песчаным материалом с детритом раковин. Песок состоит из хорошо окатанных зерен кварца и полевых шпатов (рис.15), имеет хорошую сортировку, что позволяет интерпретировать его как пляжевый материал. Однако он мог образоваться и в результате обвала, оползня, им мог быть принесенным в эту область дна суспензионными потоками [84].

Минеральный состав осадков характеризуется высокими содержаниями глинистых минералов, среди которых доминируют иллит и монтмориллонит, нередко также повышено содержание хлорита (рис.16). В тяжелых подфракциях определены три ассоциации терригенных минералов, различающихся в основном по количественным соотношениям эпидота, амфиболов, граната и слюд. Разнообразны по составу карбонаты (кроме кальцита), в ряде интервалов был встречен доломит, а иногда и сидерит (рис.13В).

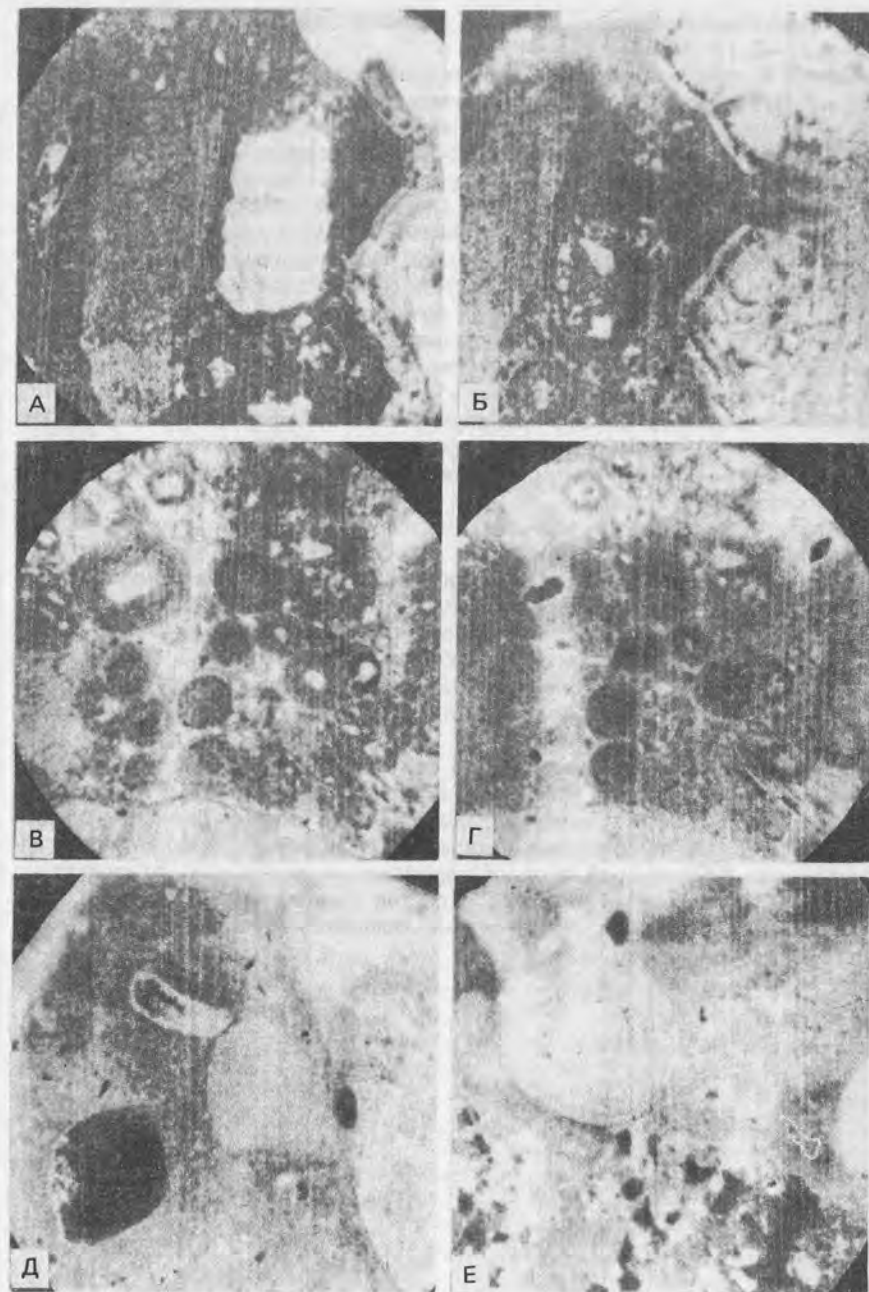
Пачка 2 сложена слоистыми карбонатными отложениями, представленными циклами мощностью 2–5 см, состоящими из темно-зеленовато-серых и светло-зеленовато-серых слоев. Светлые слои содержат до 57% кальцита. Отложения повсеместно имеют следы деятельности роющих организмов.

Пачка 3 состоит из терригенных глинистых уплотненных илов часто с повышенным содержанием ОВ и диатомового кремнезема. Здесь характерно чередование темно-зеленовато-серых, органикой обогащенных диатомовых илов, со светлыми оливково-серыми и серовато-желтыми карбонатными прослоями (рис. 10Д). Два слоя (толщиной 3 и 5 см) литифицированных карбонатов (манганосидерит) обнаружены в колонках 26 и 27. В шлифе (колонка 27–3, 77–79 см) порода характеризуется сидеритовой микрзернистой микропористой основной массой с перекристаллизованными реликтами пресноводных диатомей (рис. 13Г). Присутствуют также кальцит, Fe-кальцит и анкерит-доломит. По данным химического анализа, порода характеризуется высокими содержаниями железа (35%) и марганца (5,43%). Дифрактометрически выяснено, что прослой состоит из сидерита. Вероятно, что прослой литифицированного сидерита, встреченные в скв. 380А (колонки 340 и 41), образовались в одно и то же время, как и эти слои в скв. 381. Они могут служить маркерами в корреляционных целях.

Средний минеральный состав отложений пачки 3 характеризуется наиболее высокими содержаниями монтмориллонита по сравнению с другими пачками.

Пачка 4 сложена карбонатными отложениями светло-оливкового цвета со значительной примесью диатомей. Отложения микрослоисты (в 1 см насчитывается около 50 микрослоев), что обусловлено изменением концентраций кальцита, глинистых минералов и диатомей. Кроме микрослоистости, наблюдается полосчатость, выраженная изменением оттенков серого цвета (от голубоватого к зеленовatomу) на интервале около 4 см. Здесь имеются следы роющих организмов. Среди глинистых минералов преобладают монтмориллонит и иллит.

Пачка 5 представлена глиной, обогащенной диатомеями и арагонитом (рис. 12Б). Кристаллы арагонита, как правило, имеют игольчатую форму и концентрируются в тонких прослоях либо содержатся в осадках в виде заметных примесей. Арагонитовые прослои по данным рент-



Р и с. 17. Шлифы конгломерато-брекчии из скв. 381, обр. 45 СС, увел. 9, по [111]
А, В — без анализатора; Б, Г, Д, Е — николи + скрещены

гендифрактометрического анализа содержат до 77,8% арагонита (колонка 37—2, 12—14 см).

Пачка 6 состоит из песка и брекчированных отложений (рис. 13Д, Е, рис. 17). Верхняя часть этой пачки представлена рыхлыми отложениями — песком, гравием, раковинами моллюсков и обломками доломитовых пород. Нижняя часть — это консолидированная брекчия, сходная с аналогичными отложениями в скв. 380А (колонка 57). Доломит (колонка 42—СС) по изучению шлифа состоит из основной мелкозернистой массы, сложенной неправильными и ромбоэдрическими кристаллами с небольшой примесью кальцита. По данным дифрактометрии в этом прослое доломит составляет 97% от кристаллической части осадка. Конгломератобрекчия, судя по результатам изучения четырех образцов [93], в разных частях разреза имеет неодинаковый петрографический состав. Связующая масса представлена в основном мелкозернистым аркозовым песчаником.

Мелкие обломки доломитов, изученные в шлифах [138] и представленные в виде интракластов, пеллет, корок, оолитов, свидетельствуют о существовании очень мелководных условий с периодами их субаэральной экспозиции.

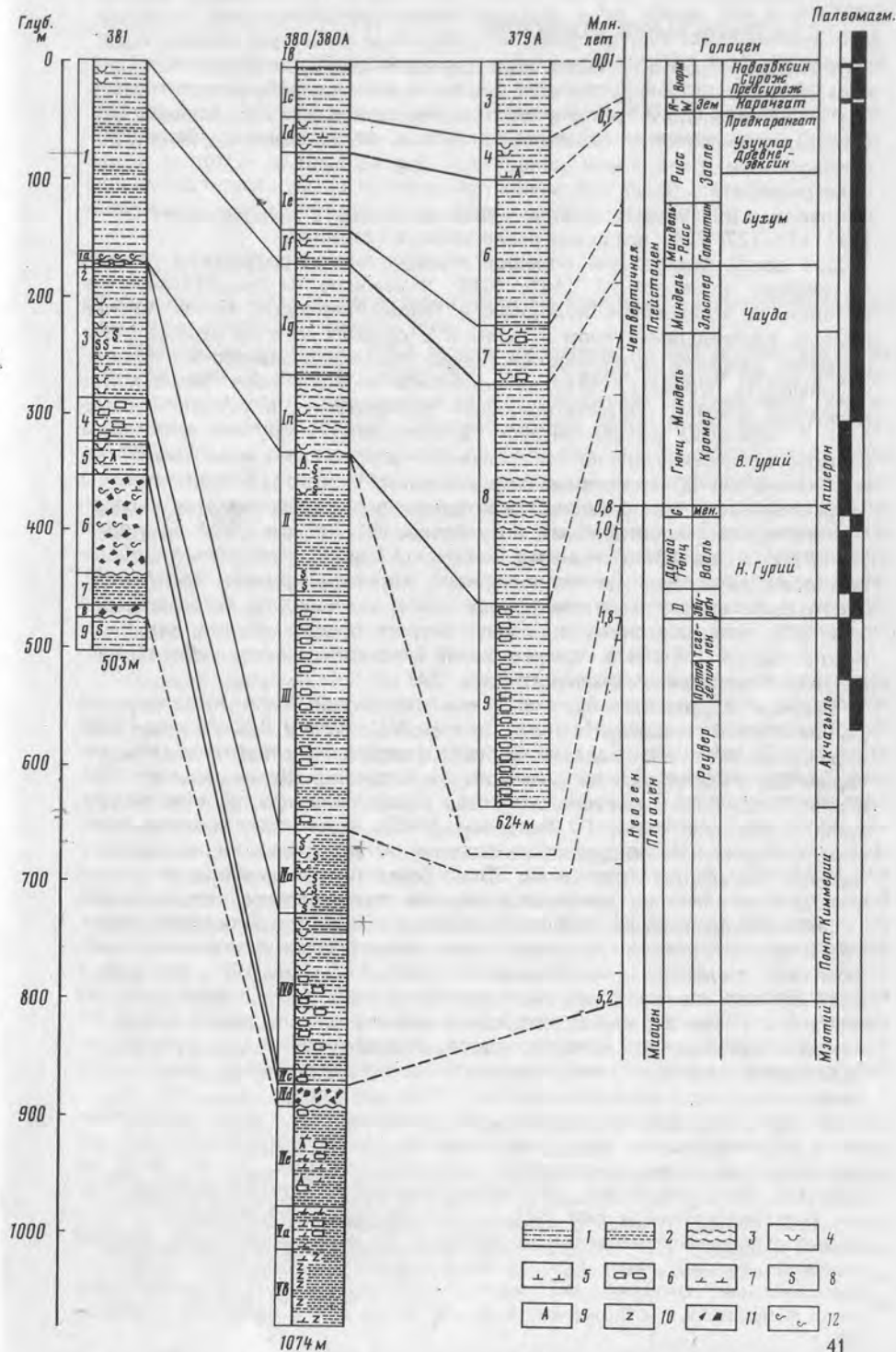
Пачка 7 состоит из черных тонкослоистых алевролитов, которые представляют собой циклическое переслаивание песчано-алевритовых отложений и темно-серых глин, богатых органикой. Песчано-алевритовые прослои имеют толщину 1—3 мм и сложены главным образом кварцем и полевыми шпатами. Глины состоят главным образом из иллита, монтмориллонита и хлорита. Карбонатные минералы не обнаружены.

Пачка 8 представлена брекчированными неконсолированными отложениями. Основную часть здесь составляет глина, меньшую — карбонатами обогащенные отложения.

Пачка 9 в основном состоит из тонкослоистых алевролитов темно-зеленовато-серого цвета. Местами встречаются небольшие (до 2 см) прослои сидерита и, возможно, доломита. В глинистой части осадка преобладает монтмориллонит, характеризующийся хорошей кристаллическостью. Абсолютный возраст терригенных минералов относительно низкий (80 млн. лет), что, как и состав глинистой части осадка, свидетельствует о резком преобладании осадочного материала, поступившего с водосбора Турции.

Р и с. 18. Схема литостратиграфической корреляции разрезов скважин, по [122]

1 — терригенные илы; 2 — глины (слоистые); 3 — пески, алевриты (турбидиты); 4 — диатомеи; 5 — наноилы; 6 — кальцитовые отложения; 7 — доломит; 8 — сидерит; 9 — арагонит; 10 — цеолиты; 11 — обломки пород; 12 — раковинный детрит



3. СТРАТИГРАФИЯ ОТЛОЖЕНИЙ

Расчленение разрезов скважин, приведенное выше, было выполнено главным образом на основе литологических особенностей осадков, изменения их минерального состава, текстур, генезиса и т.п. Для поисков синхронных горизонтов в скважинах и для их корреляции, кроме литологических критериев, были привлечены другие данные, которые позволили разработать более или менее приемлемую схему стратиграфии глубоководных осадков, хотя, как видно из первых опубликованных работ [137, 116, 122, 128], все разногласия удалось разрешить.

Для целей корреляции большое значение имели результаты палинологических исследований [141, 120], указавшие на существование в прошлом и чередование холодных и теплых периодов. Сопоставление кривых распределения спор и пыльцы в осадках уже на первом этапе изучения разрезов позволило на основе последовательного их изменения выявить периоды, когда на водосборе Черного моря был сухой и холодный климат, соответствовавший ледниковьям, и теплый и влажный — периодам межледниковий. В большинстве случаев ассоциации пыльцы не указывали на определенный возраст отложений, но были и исключения. В немногочисленных случаях некоторые виды пыльцы были почти что единственным критерием в определении стратиграфического положения отдельных интервалов. Так, в скв. 380А (колонки 70–80) и в скв. 381 (начиная с колонки 43 вниз) в нескольких образцах обнаружена пыльца теплолюбивой гористой флоры *Engelhardia*. Эта пыльца вместе с рядом других неогеновых видов, встреченных в скв. 381, указывает на миоценовый возраст отложений, так как в Северо-Западной Европе в конце неогена аналогичная теплолюбивая флора исчезла примерно 7,5 млн. лет назад [145].

Важные корреляционные признаки отложений были выявлены по результатам изучения диатомовой флоры. А.П. Жузе и В.В. Мухина [118] в разрезах скважин выделили 8 биостратиграфических горизонтов, которые были сопоставлены с региональной шкалой Черноморского бассейна. Подробная корреляция слоев, содержащих диатомовую флору, была выполнена также Г. Шрадером [113]. Сопоставив разрезы скважин, он провел 18 корреляционных линий, указывающих на разновозрастные интервалы отложений. Слои были пронумерованы от самых молодых к наиболее древним и дана их стратиграфическая привязка.

Значительно меньше информации как для целей биостратиграфии, так и для корреляции было получено при изучении других фоссилий. Хотя эти сведения немногочисленны [125, 112, 124, 105], все-таки в ряде случаев они дали возможность лучше обосновать корреляцию тех или иных пачек в разных скважинах. Наконец, в последнее время появилась надежда, что ряд вопросов стратиграфического расчленения будет разрешен на основе палеомагнитных исследований, первые сведения о которых уже опубликованы [114].

В настоящее время, учитывая все предложенные схемы корреляции и их обоснованность, нам представляется, что наиболее вероятным сопоставлением синхронных литологических горизонтов может быть такое, как показано на рис. 18. Согласно этой схеме, самые древние осадки были встречены в скв. 381, и соответствуют они миоцену. Миоценовые отложения, но несколько моложе (по всей вероятности, поздний миоцен), слагают низы скв. 380А. В скважинах 380, 380А и 381 над миоценовыми отложениями после продолжительного перерыва залегают плиоценовые отложения, а затем также после перерыва — четвер-

тичные (плейстоцен). В скв. 381 верхи пачки 1, по всей вероятности, являются среднеплейстоценового возраста, в то время как в скв. 380, 380А самую верхнюю часть разреза представляют голоценовые осадки (на горизонте 1,96 м возраст по ^{14}C равен 11 000 лет). Скважиной 379А была пройдена большая толща четвертичных осадков и, по нашему мнению, ее низы имеют возраст, равный ~ 700 тыс. лет. Верхняя пачка в этой скважине (пачка 3) отвечает вюрмскому ледниковому периоду.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСАДКОВ

1. ГОЛОЦЕНОВЫЕ ОСАДКИ

Голоценовые осадки характеризуются на примере отдельных колонок, отобранных вблизи скважин (рис. 1).

Осадки из колонки 7663 можно разделить на две пачки: верхнюю (0–240 см) и нижнюю (240–365 см). Осадки верхней пачки сходны с типичными глубоководными новоэвксинскими отложениями Черного моря (верхний вюрм?). Осадки нижней пачки представлены слабокарбонатными микрослоистыми глинистыми илами, относительно обогащенными $\text{C}_{\text{орг}}$ (до 2%), не содержащими гидротроилита. Такой необычный разрез осадков позволяет предположить, что на горизонте 240 см впервые вскрыты предновоэвксинские глубоководные отложения (карангат?). Осадки верхней и нижней пачек не являются однородными. В верхней пачке выделяются шесть, а в нижней — два прослоя, характеризующиеся особенностями текстуры, гранулометрического и вещественного составов, чему соответствуют вариации содержаний химических элементов, изменение значений Eh и влажности (табл. 5).

Первый прослой (0–45 см) сложен микрослоистыми полосчатыми терригенными слабокарбонатными илами. Микрослоистость обусловлена присутствием в темно-сером или тонких (первые миллиметры) слоев белого цвета, сложенных кокколитами и диатомеями. С горизонта 25 см микрослоистость становится менее четкой, так как слойки кокколитов и диатомей исчезают, сменяясь редкими и тонкими слойками, сложенными обломками мелких раковин. С горизонта 10 см в осадках проявляется полосчатость, определяемая неравномерным распределением гидротроилита. С горизонта 38 см в терригенном пелитовом иле появляются разрозненные обломочные зерна песчаной и алевроитовой размерности, которые по направлению к нижней границе прослоя группируются в линзы. Крупнозернистый материал представлен в основном кварцем и полевыми шпатами, в подчиненном количестве присутствует раковинный детрит (20%), который сосредоточен на нижней резкой границе с подстилающим терригенным пелитовым илом. Данный прослой характеризуется максимальным для верхней пачки количеством O_2 (до 1% $\text{C}_{\text{орг}}$) и CaCO_3 (до 35%), возрастанием сверху вниз содержаний Fe^{2+} , S^{2-} сульфид и W (табл. 5).

Второй прослой (45–70 см) представлен темно-серым до черного глинистым пелитовым илом (10–20% CaCO_3 , 0,40–0,65% $\text{C}_{\text{орг}}$). Темный цвет илов обусловлен присутствием гидротроилита, количество которого последовательно возрастает к нижней границе слоя. На горизонте 60–68 см ил равномерно окрашен в сажисто-черный цвет, чему соответствует резкое увеличение количеств Fe^{2+} , S^{2-} сульфид, а вместе с ними максимальные содержания для всей верхней пачки Mo ($1,2 \cdot 10^{-4}\%$), Se ($0,8 \cdot 10^{-4}\%$) и As ($6,5 \cdot 10^{-4}\%$).

Таблица 5

Распределение химических элементов в голоценовых отложениях Черного моря, в районе скважин 380 и 380А

Возраст	Горизонт, см	Eh, мВ	%					T _I
			Влажность	Fe _{вал}	Fe ²⁺	Mn		
Станция 7651; глубина 2210 м; 42° 41'5 с.ш., 30° 40'9 в.д.								
HI ₁₁₁	0-10	+75	70,10	3,50	0,42	0,075	0,27	
	25-30	-100	69,90	1,33	0,08	0,040	0,07	
	Среднее		70,00	2,41	0,25	0,057	0,17	
HI ₁₁	47-57	-115	69,00	1,95	0,08	0,050	0,09	
	65-75	-20	52,95	4,70	0,40	0,100	0,44	
	110-117	-105	64,35	4,40	0,17	0,075	0,29	
	Среднее		62,10	3,68	0,21	0,075	0,27	
Станция 7454; глубина 1950 м; 42° 02'9 с.ш., 29° 17'2 в.д.								
HI _{III}	2-8	-130	70,30	2,50	0,25	0,060	0,20	
	22-25	-120	67,85	2,35	0,25	0,053	0,19	
	Среднее		69,07	2,42	0,25	0,056	0,195	
HI _{II}	41-45	-105	70,10	3,70	0,33	0,055	0,25	
	70-80	-135	73,30	3,05	0,67	0,046	0,28	
	96-105	-230	77,50	2,83	0,89	0,030	0,22	
	Среднее		72,30	3,19	0,63	0,043	0,25	
HI _I	125-134	+130	46,90	4,08	0,72	0,130	0,34	
	160-170	-95	47,40	4,38	2,05	0,050	0,41	
	190-195	-70	44,80	4,15	2,14	0,110	0,37	
	Среднее		46,36	4,20	1,73	0,096	0,37	
Станция 7663; глубина 1725 м; 41° 40'8 с.ш., 29° 25'5 в.д.								
HI _I	0-3	-60	51,90	2,95	0,37	0,080	0,25	
	10-15	-5	53,20	3,05	1,02	0,065	0,29	
	60-68	+35	56,50	4,15	1,38	0,065	0,36	
	99-102	+80	45,90	4,70	1,25	0,050	0,41	
	110-120	-5	43,80	4,35	1,27	0,053	0,41	
	128-135	+140	45,10	4,10	1,15	0,066	0,41	
	160-165	+20	43,70	4,08	1,16	0,070	0,34	
	185-190	+125	42,80	4,35	1,03	0,060	0,34	
	195-200	-225	41,80	5,05	3,35	0,060	0,35	
	230-238	+140	44,40	3,95	0,95	0,066	0,36	
	Среднее		46,90	4,17	1,29	0,063	0,35	
	W _{II} (?)	240-245	+80	49,30	4,55	0,06	0,110	0,34
		245-248	+95	47,60	4,25	0,04	0,135	0,35
		262-265	+45	54,70	4,25	0,04	0,120	0,34
276-278		+130	50,10	4,10	0,04	0,110	0,34	
295-305		+90	47,10	4,88	0,03	0,120	0,41	
318-325		+35	44,20	4,65	0,02	0,110	0,41	
355-365		+120	45,10	4,65	0,02	0,120	0,40	
Среднее			48,30	4,47	0,03	0,117	0,37	

S _{сульфид} ²⁻	%			10 ⁻⁴ %				Mo + 10Se Mn . 100
	C _{орг.}	CaCO ₃		Mo	Se	As	W	
Станция 7651; глубина 2210 м; 42° 41'5 с.ш., 30° 40'9 в.д.								
0,0248	2,01	28,20		14,0	0,6	6	5	2,7
0,0302	3,20	68,18		14,0	1,8	6	5	8,0
0,0275	2,60	48,15		14,0	1,2	6	5	4,6
0,0313	5,06	62,44		28,0	2,4	8	5	10,4
0,0172	1,20	18,61		5,2	0,4	7	6	0,9
0,0303	7,21	21,68		39,0	7,0	8	8	14,5
0,0262	4,49	34,24		24,0	3,3	8	6	7,6
Станция 7654; глубина 1950 м; 42° 02'9 с.ш., 29° 17'2 в.д.								
0,0226	4,00	42,34		27,0	0,8	6	5	5,8
0,0239	3,96	45,90		33,0	2,6	6	5	11,1
0,0232	3,98	44,12		30,0	1,7	6	5	8,4
0,0314	5,75	25,45		45,0	4,6	8	8	16,6
0,0202	9,50	14,36		80,0	-	-	10	18,5
0,1302	16,06	6,88		140,0	6,0	-	11	66,7
0,0606	10,42	15,56		88,3	5,3	8	10	32,9
0,0316	0,73	22,77		1,2	0,3	10	7	0,3
0,3933	0,96	4,54		1,0	0,3	6	6	0,8
0,5072	0,46	11,63		0,6	0,3	6	6	0,3
0,3107	0,71	12,98		0,9	0,3	7	6	0,4
Станция 7663; глубина 1725 м; 41° 40'8 с.ш., 29° 25'5 в.д.								
0,0811	0,81	35,48		0,9	0,7	6	5	1,0
0,2729	1,07	27,73		0,7	0,5	4	8	0,9
1,4638	0,42	13,64		0,9	0,8	6	8	1,4
0,0908	0,43	6,15		0,8	0,4	5	8	1,0
0,0596	0,42	8,25		0,9	0,4	4	8	0,9
0,0208	0,48	11,05		0,8	0,5	6	8	0,9
0,0236	0,45	13,98		0,9	0,4	5	8	0,7
0,0346	0,43	14,40		1,9	0,4	7	8	1,0
1,2273	0,44	9,98		2,1	0,8	7	9	1,7
0,0369	0,48	13,00		0,9	0,4	6	10	0,7
0,3332	0,54	15,37		1,0	0,5	5,6	8	1,0
0,0278	1,58	14,50		4,2	1,0	24	9	1,3
0,0302	1,92	18,05		3,2	0,9	14	8	0,9
0,0201	1,96	14,34		2,0	1,0	22	9	1,0
0,0189	1,66	16,36		2,8	0,5	5,5	7	0,7
0,0115	1,24	8,60		2,3	0,5	5,5	7	0,6
0,0133	1,50	12,40		1,9	0,4	6	10	0,5
0,0129	1,10	13,00		2,7	0,4	5,5	10	0,6
0,0192	1,56	13,89		2,7	0,7	11,6	8,5	0,8

Третий прослой (70–125 см) характеризуется наличием многочисленных линз и слоев песка и алеврита, в основном, кварц-полевошпатового состава. По сравнению с вышележащим осадком количество гидротроилита уменьшается, причем распределен он неравномерно. Этому прослою соответствует тенденция к уменьшению содержания $C_{орг}$, $S_{сульфид}^{2-}$, Fe^{2+} , $CaCO_3$ (до 1–5%), а вместе с ними Se и As (до минимальных значений).

Четвертый прослой (125–160 см) представлен голубовато-серым пелитовым глинистым илом с содержанием 10–15% $CaCO_3$. Количество гидротроилита незначительно, и он образует редкие примазки и пятна в светлом иле. На горизонте 130–140 см обнаружены линзы крупного и мелкого алеврита преимущественно кварц-полевошпатового состава. Эти линзы содержат угловатые обломки вмещающего уплотненного терригенного пелитового ила, что придает осадку брекчиевидную текстуру. Содержания Se и As в этом интервале несколько увеличились, однако содержания других химических элементов остались практически на прежнем уровне.

В пятом прослое (160–220 см) появляются многочисленные линзы хорошо осортированного обломочного материала алевритовой и песчаной размерности и состоящие из кварца, полевого шпата и обломков раковин. Зерна кварца и полевых шпатов в ряде линз покрыты пленками гидротроилита. Вокруг линз во вмещающем пелитовом иле четко прослеживается микроплойчатость. На горизонте 195 см скопление линз песка и алеврита сменяется плотным однородным пелитовым илом. Непосредственно над этим горизонтом имеется скопление обломков створок крупных раковин. В этой наиболее грубозернистой части прослоя и нижележащем пелитовом иле интенсивно развит гидротроилит, который образует пленки на обломочных зернах и равномерно насыщает пелитовый ил, придавая ему сажисто-черный цвет, чему соответствует резкое увеличение содержания Fe^{2+} и $S_{сульфид}^{2-}$. Этому прослою соответствуют высокие значения отрицательного поля Eh (–220 мВ), наблюдаются максимумы содержания Mo (до $4 \cdot 10^{-4}\%$), Se (до $8 \cdot 10^{-4}\%$) и As (до $7 \cdot 10^{-4}\%$).

Интересной особенностью осадка на интервале 190–195 см является образование округлых обособлений снежно-белого цвета диаметром 1–2 см, располагающихся между линзами крупнозернистого материала. Эти обособления сложены преимущественно пелитоморфным кальцитом, образующим четкие ромбоздрические кристаллики и сростки. Некарбонатная составляющая представлена, в основном, каолинитом с небольшой примесью гидрослюд. Накопление аутигенного кальцита в осадках Черного моря отмечалось многими исследователями, причем во всех описанных случаях его скопления были обнаружены вблизи границ разновозрастных прослоев: в основании древнечерноморских отложений [2, 129] или в верхней части новозвксинских отложений [9, 73].

В интервале 213–214 см вскрыт слой, практически нацело сложенный обломками бесцветного длинно-волокнистого или монолитного кислого стекла ($N=1,495-1,500$). Насколько нам известно, это первый случай обнаружения в голоценовых рыхлых осадках Черного моря вулканического стекла, сконцентрированного в отдельный прослой. Помимо стекла, в виде незначительной примеси присутствуют лишь зерна кварца и полевых шпатов. Пелитовая составляющая представлена кальцитом и подчиненным количеством каолинита и гидрослюды.

Шестой прослой (220–240 см) сложен голубовато-серым пелитовым

глинистым илом с относительно редкими примазками гидротроилита. Как и следовало ожидать, в этом прослое наблюдается уменьшение содержания всех рассматриваемых редких элементов, за исключением W.

Прослой 240–285 см сложен зеленовато-серыми и зеленовато-бурыми терригенными микрослоистыми слабоизвестковыми (до 20% $CaCO_3$) илами ($1,5-1,9\% C_{орг}$). Микрослоистость обусловлена чередованием слоев, сложенных кварц-полевошпатовым алевритом, карбонатных микрослоистых содержащих диатомей, и зеленовато-серых и зеленовато-бурых глинистых слоев, обогащенных ОВ.

С горизонта 248 см количество ОВ возрастает, достигая максимума в интервале 250–259 см, где формируются более мощные зеленовато-бурые сапропелевидные слои на фоне темно-серых обогащенных тонкодисперсным ОВ глинистых илов. Количество алевритовых слоев и линз уменьшается, а соответственно и количество белых карбонатных микрослоистых, приуроченных к границам обособлений алеврита.

С горизонта 270 см содержание ОВ постепенно убывает. Микрослоистый ил приобретает зеленоватую окраску, в нем возрастает количество слоев кварц-полевошпатового алеврита и сопутствующих им микрослоистых пелитоморфного кальцита и диатомей. С точки зрения распределения редких элементов, рассматриваемый прослой является среди других наиболее интересным. За исключением W, который по-прежнему распределяется по вертикали монотонно, остальные элементы дают характерные максимумы с экстремально высокими содержаниями. Особенно высоки содержания As ($22-24 \cdot 10^{-4}\%$), которые превышают известные концентрации в древнечерноморских осадках [58] более, чем в два раза. Максимальное содержание Se достигает $1,0 \cdot 10^{-4}$, а Mo – $4,2 \cdot 10^{-4}\%$, причем между ними и $C_{орг}$ отмечается довольно четкая корреляционная связь.

Прослой 285–365 см представлен терригенным алевритово-пелитовым и пелитовым (глинистым) бескарбонатным илом с равномерным распределением тонкодисперсного органического вещества и с редкими разрозненными слоями и линзами кварц-полевошпатового алеврита. Вместе с уменьшением $C_{орг}$ заметно понизились содержания редких элементов, за исключением W.

Колонка со ст. 7654 также поднята в районе скв. 380 и 380А (глубина 1950 м) (табл. 5, рис. 1), но в отличие от предыдущей вскрывает типичный разрез верхнечетвертичных отложений, включающих современные, древнечерноморские и новозвксинские отложения.

Современные осадки (Hf₁₁₁ 0–36 см) характеризуются микрослоистостью, обусловленной чередованием прослоев (мощностью 3–10 см) зеленовато-серых однородных терригенных илов и микрослоистых глинисто-известковых, представленных тонким переслаиванием темно-серых глинистых, обогащенных ОВ, и белых кокколлитовых слоев. Переход от однородных к подстилающим микрослоистым глинисто-кокколлитовым слоям постепенный. При приближении к микрослоистому прослою однородность зеленовато-серых илов нарушается. В них появляются отдельные прерывистые микрослоистые, обогащенные ОВ, и мелкие (доли миллиметра) округлые белые обособления кокколлитов, количество последовательно возрастает, придавая осадку “микробрекчиевую” текстуру. Нижняя граница микрослоистых глинисто-известковых прослоев, как правило, резкая и подчеркивается тонкими слоями раковинного детрита алевритовой размерности.

Современные осадки являются типично восстановленными (Eh равен

—120, —130 мВ). По этой причине $Fe_{реакц}^{3+}$ в илах отсутствует, а реакционно-способные формы Fe представлены только $Fe_{реакц}^{2+}$. $Fe_{реакц}^{2+}$ и $S_{сульфид}^{2-}$ хорошо коррелируют между собой по всему вскрытому голоценовому разрезу, чего, например, не отмечается в колонке ст. 7651 (табл. 5). Это свидетельствует о том, что подавляющая часть Fe^{2+} в колонке 7654 представлена сульфидными формами. Содержание $C_{орг}$ уже в современных осадках составляет 4%, чему соответствуют высокие содержания Mo ($27-33 \cdot 10^{-4}\%$) и Se ($2,6 \cdot 10^{-4}\%$). Содержания As и W почти не отличаются от верхней пачки колонки ст. 7663.

Древнечерноморские отложения (H_{II} , 36–117 см) представлены глинистыми сапропелевидными слабоизвестковыми илами (чередование серых и темно-серых, обогащенных ОВ слоев). В верхней части интервала (до 45 см) на границах в различной степени обогащенных ОВ илов обнаруживаются микрослоистые глинисто-кокколитовые прослои. С горизонта 52 см эти прослои исчезают, а количество ОВ вниз по разрезу последовательно возрастает. С глубины 87 см и до конца интервала осадок представляет собой микрослоистый бурый сапропелевый ил (более 10% $C_{орг}$), в котором микрослоистость обусловлена чередованием светло-серых и темных обогащенных ОВ слоев.

Из-за высоких содержаний ОВ, а отсюда — активно протекающих восстановительных процессов (максимумы Fe^{2+} и $S_{сульфид}^{2-}$), Eh принимает экстремально высокие величины отрицательного поля (до —230 мВ). В этом интервале наблюдается очень четкая корреляционная связь Mo, Se и As с ОВ. Заметны в древнечерноморских отложениях накопления и W, однако четкой корреляции его с $C_{орг}$ в разрезе не наблюдается.

Новозвксинские отложения (H_{I}). Ниже горизонта 117 см сапропелевидные илы сменяются однородными светло-серыми и серо-голубыми мелкоалевритовыми осадками. На горизонте 120–125 см в них проявляется полосчатость, что обусловлено появлением тонких (первые миллиметры) прослоев и линз мелкого алеврита, представленного кварцем, полевыми шпатами, раковинным детритом. В пределах линз часть зерен кварца и полевых шпатов покрыта пленками гидротроилита. В интервале 125–135 см в светло-серых илах появляется гидротроилит. Ниже 135 см и до конца колонки ил неравномерно насыщен тонкодисперсным гидротроилитом, придающим осадку полосчато-пятнистую окраску. Вниз по разрезу количество гидротроилита последовательно возрастает и в интервале 190–200 см ил приобретает равномерную сажисто-черную окраску, чему соответствуют максимальные содержания Fe^{2+} и $S_{сульфид}^{2-}$. Ранее были показано [77, 17], что это находится под влиянием лежащих выше древнечерноморских отложений из-за диффузионного проникновения свободного H_2S и коллоидных сульфидов железа.

Несмотря на четко выраженные максимумы Fe^{2+} и $S_{сульфид}^{2-}$, отражающие скопления коллоидных сульфидов Fe на интервале 190–195 см, содержания редких элементов крайне низки. Лишь у As наблюдается небольшое повышение.

Интересны максимумы Ti и Mn в новозвксинских отложениях. Максимум Ti приходится на прослой, где количество обломочного материала возрастает. Здесь же отмечаются и наивысшие содержания $Fe_{вал}$. Это результат более активного процесса поступления грубообломочного материала в новозвксинское время, индикаторами которого могут служить малоподвижный в диагенезе Ti и обломочное Fe, составляющее более половины $Fe_{вал}$. Максимум Mn имеет иную природу. Выразитель-

ный максимум геохимически подвижного Mn совпадает с горизонтом 125–134 см, где зарегистрирован переход значений Eh из отрицательного поля в положительное (до +130 мВ). Такой максимум Mn может иметь диагенетическое происхождение. Легко переходящий в подвижное (ионное) состояние в резко восстановленных осадках Mn мигрирует к более окисленным новозвксинским отложениям и там теряет свою подвижность. С другой стороны, этот Mn может иметь реликтовую природу, поскольку известно, что формирование новозвксинских отложений происходило в условиях окисленной среды осадкообразования. Характерно, что Mo, который в морском литогенезе проявляет сродство с окисленным Mn, в данном прослое не накапливается.

В осадках колонки 7654, как и в осадках с других станций, наблюдается четкая корреляция Se, As и Mo с $C_{орг}$.

В целом для нелитифицированных глубоководных голоценовых осадков Черного моря в районах скважин 380 и 381 характерны следующие геохимические особенности:

1) Современные осадки содержат в среднем 42,0–48,2% $CaCO_3$; 2,6–5,0% $C_{орг}$; 0,05% Mn, что совпадает с общими их средними содержаниями по Черному морю в целом. В то время среднее содержания Fe (2,4%), Ti (0,17–0,20%), а вместе с ними и W ($5 \cdot 10^{-4}\%$) заметно ниже, а As ($6,0 \cdot 10^{-4}\%$) — несколько выше, чем среднее по всему Черному морю (табл. 6). Весьма характерным является то, что ни в одной из проб, проанализированных нами на подвижные формы Fe и Mn в районе скв. 380 и 380А, не были обнаружены не только Mn^{4+} , но и Fe^{3+} .

2) Древнечерноморские осадки в отличие от современных менее карбонатны (обычно <30% $CaCO_3$). Содержания $C_{орг}$ в сапропелевидных илах достигает 16% (ст. 7654). В этих илах, а за их счет и во всех древнечерноморских осадках, наблюдаются резкие максимумы Mo, Se и в меньшей мере As. Содержания W, так же как и Fe, Mn и Ti находятся практически на прежнем уровне.

Если сравнить содержания элементов в древнечерноморских осадках в районе скв. 380 и 380А с общими средними по Черному морю, то для Fe, Mn и As они довольно близки, по остальным элементам имеются существенные различия.

3) Для новозвксинских осадков характерны низкие содержания ОВ (<1%), а также редких элементов (особенно Mo и Se). Примечательно, что Mo и Se, которые имеют сродство с серой, не дают ожидаемых максимумов в "гидротроилитовом горизонте". Такой максимум отмечается лишь у As (ст. 7654). В общем в новозвксинских осадках повышены содержания Fe, Mn и Ti, а также W (по сравнению с современными отложениями).

4) Предновозвксинские (карангатские?) отложения содержат в среднем 13,89% $CaCO_3$. Они обогащены $C_{орг}$ более чем в 3 раза относительно вышележащих новозвксинских осадков. Содержания Mo и Se здесь также повышены. Однако они резко уступают концентрациями этих элементов в современных и особенно в древнечерноморских отложениях.

Монотонность в средних содержаниях геохимически малоподвижных $Fe_{вал}$, Ti и W в разрезе новозвксинских и предновозвксинских отложений в районе скв. 380, 380А указывает на постоянство условий поставки терригенного материала в течение всего процесса осадконакопления. В других районах Черного моря такое постоянство не характерно.

5) В распределении элементов легко улавливаются некоторые их общие признаки. Прежде всего обнаруживается большое сходство в

Таблица 6
Средние содержания химических элементов в голоценовых и миоцен-плейстоценовых отложениях Черного моря

Возраст	Отложения	%		
		CaCO ₃	C _{орг}	Fe
Верхний голоцен	Современные			
	Общее*	36,96	3,02	3,29
	Ст. 2259	24,12	1,35	3,97
	Ст. 2291-3	42,04	3,02	3,38
	Ст. 7651	48,19	2,60	2,41
	Ст. 7654	44,12	3,98	2,42
Средний голоцен	Древнечерноморские			
	Общее*	18,14	7,07	3,44
	Ст. 2259	10,59	6,24	4,37
	Ст. 2291-3	14,37	4,83	4,67
	Ст. 7651	32,24	4,49	3,68
	Ст. 7654	15,56	10,42	3,19
Нижний голоцен	Новозвксинские			
	Общее*	14,75	0,75	4,14
	Ст. 2259	17,60	0,97	4,85
	Ст. 7654	12,98	0,71	4,20
	Ст. 7663	15,37	0,54	4,17
Верхний вюрм	Карангатские (?)			
	Ст. 7663	13,89	1,56	4,47
Плейстоцен	Скв. 379	17,63	0,69	4,34
Плейстоцен	Скв. 380	10,35	0,63	4,38
Плиоцен—миоцен	Скв. 380А	18,40	0,74	4,28
	Кларки элементов в осадочных породах**		1,00	3,33

* По данным М.Ф. Пилипчука, И.И. Волкова [63]; И.И. Волкова [18]; М.Ф. Пилипчука [58]; И.И. Волкова, Е.Г. Соколовой [20].

** По данным А.П. Виноградова [14].

поведении Mo, Se и As. Во всех рассмотренных стратиграфических разрезах они, как правило, коррелируют с C_{орг} и в меньшей мере — с Fe²⁺_{реакц} и S²⁻_{сульфид}. Причем в ряду Mo—Se—As большую халькофильность проявляют два последних. К сожалению, в рассматриваемых колонках мы имеем данные по распределению только сульфидной формы S, которая минералогически отражает наличие в осадках гидротроилита, т.е. первого звена в цепи превращения в диагенезе сульфидов от коллоидных модификаций до кристаллических (о наличии более распространенных в осадках пирита и марказита мы можем судить только на основании минералогического анализа).

Поскольку кристаллические сульфиды концентрируются в основном в прослоях, обогащенных ОВ, т.е. там, где обнаруживаются максимумы Mo, Se и As, то нам трудно судить, какая часть редких элементов в каждом конкретном случае приходится на сульфиды, а какая генетически связана с ОВ. Но поскольку генерация сульфидов сама обяза-

	%		10 %				Mo + 10Se Mn · 100
	Mn	Ti	Se	Mo	W	As	
	0,05	0,25	1,7	21,0	36	5,1	7,6
	0,04	0,43	—	6,8	20	—	2,9
	0,05	0,28	—	19,5	25	—	4,9
	0,05	0,17	1,2	14,0	5	6,0	5,2
	0,05	0,20	1,7	30,0	5	6,0	9,4
	0,05	0,27	3,3	55,0	33	9,9	17,6
	0,05	0,46	—	79,6	42	—	16,9
	0,07	0,43	—	29,6	32	—	4,9
	0,07	0,27	3,3	24,0	6	8,0	8,1
	0,04	0,25	5,3	88,3	10	8,0	35,3
	0,08	0,39	0,4	2,6	25	5,9	0,8
	0,09	0,48	—	1,2	30	6,0	0,7
	0,09	0,37	0,3	0,9	6,3	7,3	0,4
	0,06	0,35	0,5	1,0	8,0	5,6	1,0
	0,12	0,37	0,7	2,7	8,5	11,6	0,8
	0,09	0,42	0,3	—	—	6,4	—
	0,10	0,46	0,4	2,5	19	6,6	0,7
	0,15	0,35	0,8	2,3	14	5,5	0,7
	0,07	0,45	0,6	2,0	2	6,6	1,1

на своим существованием присутствию реакционноспособного ОВ, то, следовательно, последнее является прямой и косвенной причиной скопления редких элементов. Именно ОВ определяет место и степень генерации сульфидов, а вместе с ними — и редких элементов.

2. ОСАДКИ СКВАЖИН

Скважина 379А. В скважине выделено девять литологических пачек. Все они относятся к плейстоцену. Каждая из пачек коррелируется с чередующимися ледниковыми и межледниковыми эпохами.

Пачка 3 представлена в основном глинистыми слабокарбонатными илами (11,76—29,27% CaCO₃) с небольшими содержаниями ОВ (0,36—0,96% C_{орг}). Имеются разной мощности прослои терригенных (бескарбонатных и слабоизвестковых) песчано-алевритовых отложений, нередко входящие в пачки турбидитов.

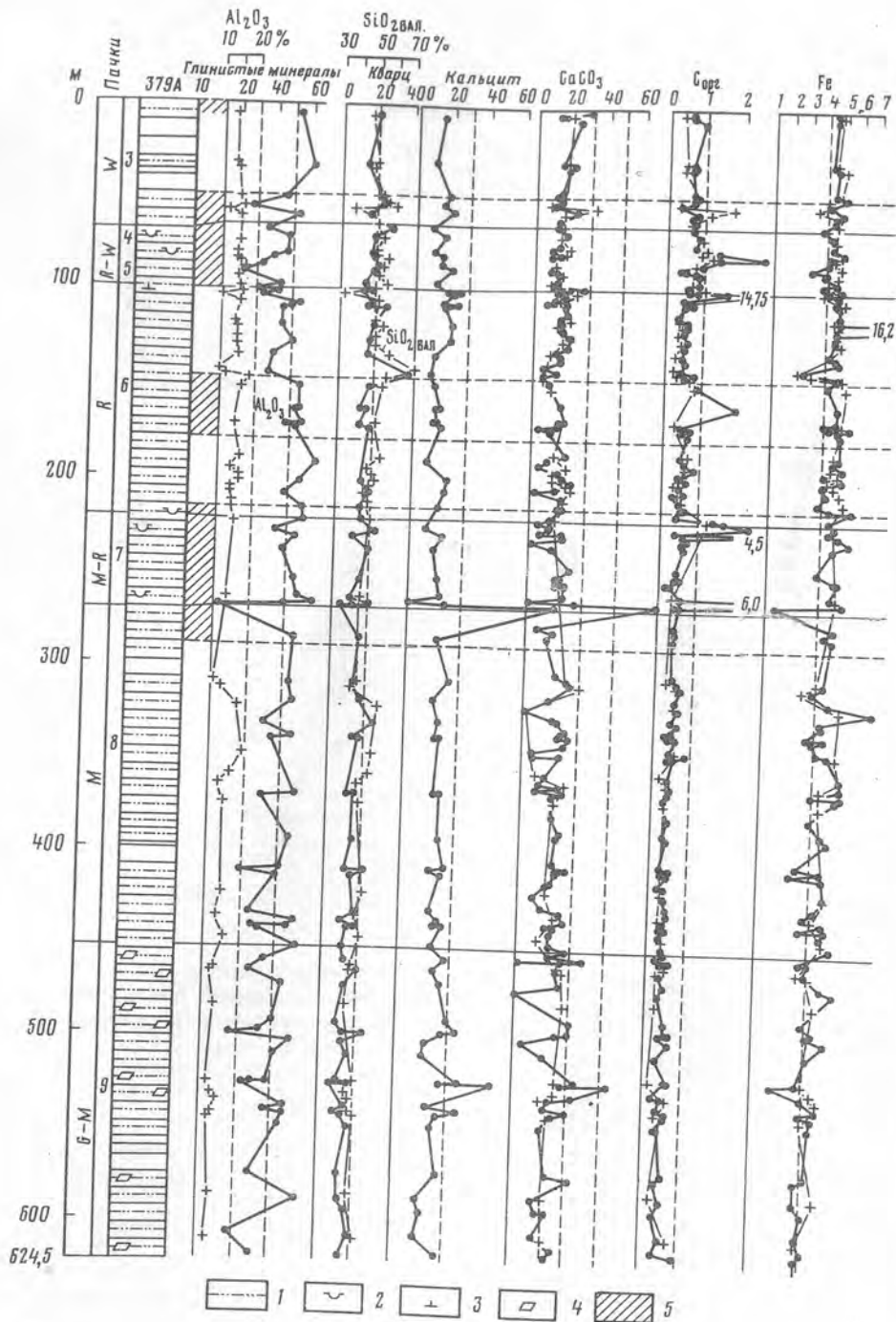


Рис. 19 (начало)

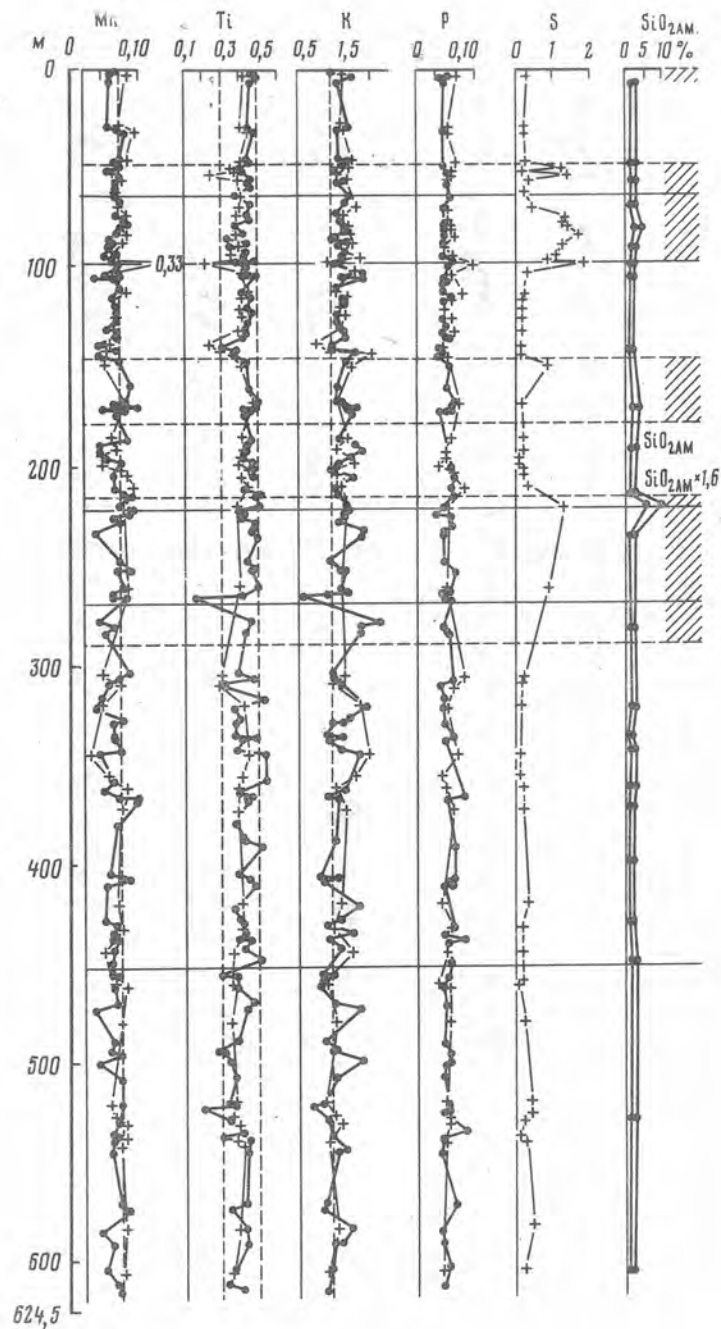
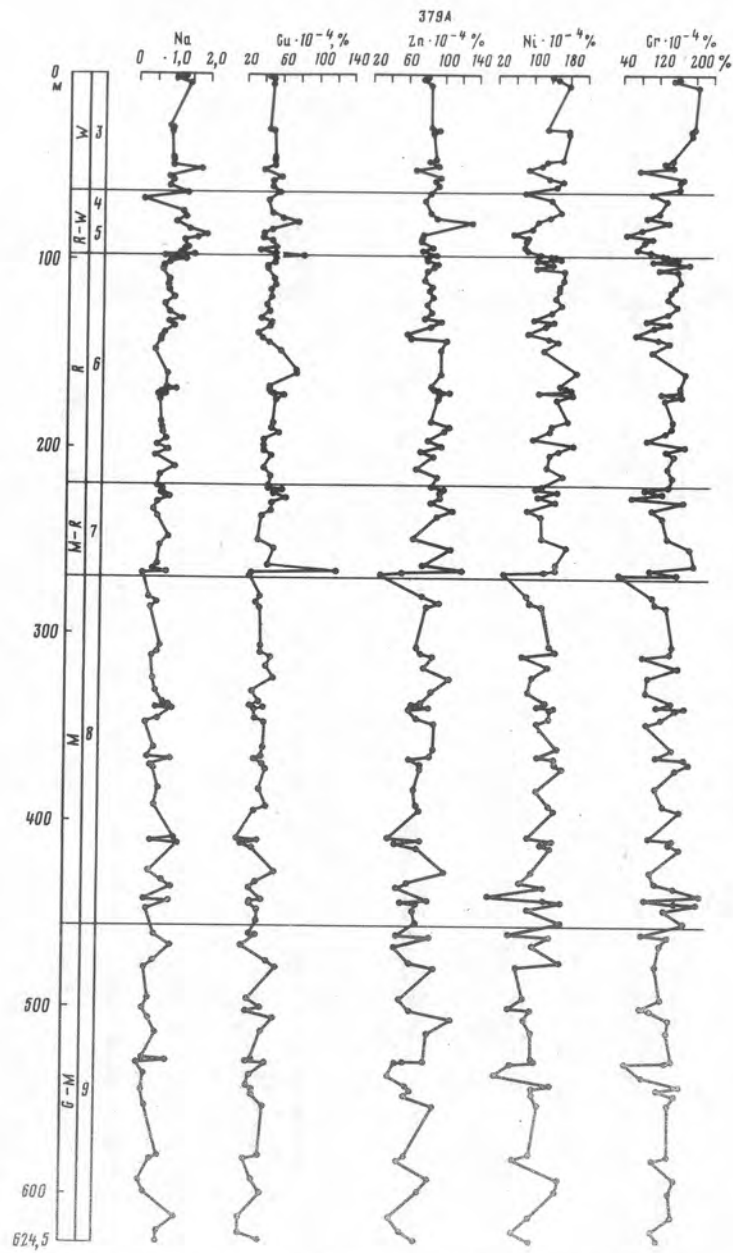


Рис. 19 (продолжение)



Р и с. 19. Литологический состав отложений скв. 379А и распределение в них основных минералов и химических макрокомпонентов и микроэлементов
 1 — терригенные отложения, 2 — диатомеи, 3 — навоилы, 4 — кальцитовые отложения, 5 — фазы осолонения водоема, по [108], 6 — распределение элементов, по [108]

Таблица 7
 Средние содержания компонентов и элементов в пачках скважины 379А

Пачки*	%											
	CaCO ₃	Сорг	SiO ₂ ам	Fe	Mn	Ti	P	K	Na	Cu	Zn	Ni
3 а	16,91	0,68	2,12	4,48	0,09	0,45	0,07	1,64	1,07	50	87	148
6 б	—	0,82	2,59	5,63	0,11	0,56	0,09	2,06	1,34	63	109	186
4 а	13,87	0,97	2,58	4,12	0,10	0,41	0,07	1,69	1,27	54	88	113
6 б	—	1,13	3,06	5,05	0,12	0,50	0,08	2,07	1,56	66	108	138
6 а	13,61	0,60	2,57	4,47	0,08	0,44	0,08	1,79	0,86	51	92	156
6 б	—	0,69	3,01	5,41	0,09	0,53	0,09	2,16	1,04	62	111	189
7 а	17,19	1,32	5,67	4,42	0,09	0,43	0,08	1,73	0,76	57	93	136
6 б	—	1,59	7,07	5,93	0,12	0,58	0,11	2,32	1,02	76	125	182
8 а	17,62	0,46	2,24	4,52	0,08	0,44	0,09	1,77	0,82	45	85	141
6 б	—	0,56	2,75	5,70	0,10	0,55	0,11	2,23	1,03	57	107	178
9 а	23,62	0,49	2,18	4,01	0,08	0,38	0,08	1,47	0,83	48	82	125
6 б	—	0,64	2,89	5,48	0,11	0,52	0,11	2,01	1,13	65	112	171
Среднее а	17,48	0,66	2,60	4,37	0,09	0,42	0,08	1,69	0,91	50	87	139
б	—	0,80	3,20	5,55	0,11	0,53	0,10	2,15	1,15	64	111	177

Таблица 7 (окончание)

Пачки *	10 ⁻⁴ %													
	Co	Cr	V	Cd	Li	Rb	Cs	Pb	Sn	F	B	Se	As	
3 а	21	164	100	<6	18	44	4,3	18	1,7	1047	89	0,4	6,7	
6	26	206	126	<7	23	55	5,4	23	2,1	1315	112	0,5	8,4	
4 а	36	114	125	<7	20	49	4,2	20	1,6	350	98	0,4	6,2	
6	44	140	153	<8	24	60	5,1	24	2,0	429	120	0,5	7,6	
6 а	41	150	165	<6	24	59	4,9	19	1,6	343	154	0,2	7,0	
6	50	182	200	<7	29	71	5,9	23	1,9	415	186	0,2	8,4	
7 а	42	140	147	<6	22	58	4,5	15	1,5	582	101	0,4	7,8	
6	56	188	197	<8	29	78	6,0	20	2,0	781	135	0,5	10,5	
8 а	30	159	162	<6	24	57	4,8	13	1,3	715	145	0,2	5,6	
6	38	201	204	<7	30	72	6,0	16	1,6	902	183	0,2	7,1	
9 а	28	160	150	<6	20	52	4,9	11	1,1	518	102	0,2	5,1	
6	38	218	205	<8	27	71	6,7	15	1,5	707	139	0,3	7,0	
Среднее*а	34	150	150	<6	22	53	4,7	15	1,4	565	110	0,3	6,4	
6	43	191	191	<8	28	67	6,0	19	1,8	719	140	0,4	8,1	

* а — натуральный осадок; б — в пересчете на обломочный материал.

Геохимические исследования проведены главным образом для глинистых илов пачки 3 (табл. 7, 8, рис. 19). Изучен, кроме того, единичный прослой терригенного (9,01% CaCO₃) мелкоалевритового ила (6—5, 36—46 см). В нем по сравнению с глинистыми илами почти в два раза понижены содержания C_{орг}. Меньше также Fe, Mn, Cu, Zn, Ni, Cr, V. С другой стороны, повышены количества Na и, в особенности, F (до 2400)¹, что является максимальным содержанием во всей скважине.

В глинистых илах содержание Fe, Mn, Ti, K, Cu, Zn, Rb испытывают незначительные колебания. Заметнее они у Na, Ni, Co, Li, Cr.

Характерно, что внизу пачки 3 осадки отдельных прослоев заметно обогащены C_{орг}, CaCO₃ и S, но обеднены SiO_{2вал}, Al₂O₃, глинистыми минералами. Связано это с тем, что низы данной пачки осадков формировались в период, когда Черное море все еще сохраняло связь с Средиземным.

Пачка 4 представлена в основном глинистыми и алевритово-глинистыми терригенными (бескарбонатными и слабоизвестковыми, до 27,02% CaCO₃) илами с заметно повышенными содержаниями ОВ. Характерной составной частью пачки являются прослой слабодиадомовых, диатомовых и наноилов, обогащенных ОВ (от 1,44 до 2,76% C_{орг}). В заметных пределах колеблются также содержания Fe (3,09—4,95%), Mn (0,06—0,34%) K (1,0—2,06%), Na (0,17—1,91%), Cu (36—83)¹, Zn (77—134), Ni (59—168), Cr (51—168), V (110—140), Rb (35—80), Pb (14—30), F (250—440), Mo (8—35). Не исключено, что эти колебания в какой-то степени связаны с изменениями глинистого вещества и обломочного материала, а также с C_{орг} (коэффициенты корреляции у Cu с C_{орг} — 0,63, у Zn с C_{орг} — 0,85).

Лишь максимальные значения Zn, Rb, Cs тяготеют к илам с наибольшими содержаниями органического вещества. У остальных элементов такой связи не наблюдается. Наибольшие содержания Mn приурочены к мелкоалевритовым илам, бедным ОВ. В осадках пачки обнаружены наиболее высокие содержания S. Между C_{орг} и S отмечается четкая корреляционная связь.

Аномальный химический состав имеет проба 11—5, 55 см (глубина скважины 99,05 м) из пачки 5. Она представлена известковым сапропелевым илом (14,75% C_{орг}), сильно обогащенным Mn (0,33%), Mo (175) As (86), Br (237), Cu (97), Ni (67), I (13), Sr (740%) [108]. Данная проба содержит максимальное для осадков скважины количество S (1,81%).

Пачка 6 представлена в основном глинистыми и алевритово-глинистыми терригенными илами, по химическому составу очень близкими к осадкам пачки 3. Для них характерны сравнительно низкие содержания CaCO₃ и C_{орг}, обычные для терригенных осадков концентрации металлов. Лишь местами содержание Fe повышено и достигает 5,46% (в одном случае — до 16,20%), а Mn — до 0,15%. Отдельные прослой осадков средней части пачки (колонки 16—19) содержат несколько повышенные количества C_{орг} (до 2,04%), S (до 0,83%), SiO_{2ам}, а также Ni, Co, Cr, частично Cu, Zn, Mo. В илах пачки 6 несколько повышены средние содержания Ni, Li, Rb, Cs, V. Вероятно, это связано с повышенными содержаниями иллита (рис. 6).

Пачка 7 сложена терригенными илами с двумя прослоями сапропе-

¹ Здесь и далее — в 10⁻⁴%.

Таблица 8

Средние содержания ($10^{-4}\%$) элементов в скважинах по данным инструментального нейтронно-активационного анализа

Пачка	La	Th	Hf	Sc
С к в. 379А				
3	23 (5)	9 (4)	3,0 (5)	17 (5)
4	28 (5)	8 (5)	4,2 (5)	20 (5)
6	26 (11)	9 (11)	3,4 (11)	17 (11)
7	19 (9)	8 (8)	2,6 (11)	12 (11)
8	24 (15)	8 (11)	3,9 (14)	14 (15)
9	23 (14)	8 (10)	3,0 (15)	16 (15)
Среднее	24 (59)	9 (49)	3,3 (61)	16 (62)
С к в. 380				
Ib	28 (1)	5 (1)	5,3 (1)	14 (1)
Ic	11 (3)	5 (3)	2,6 (3)	11 (3)
Id	27 (5)	8 (4)	3,9 (5)	13 (5)
Ie	32 (2)	6 (3)	3,8 (3)	18 (3)
If	39 (3)	8 (2)	9,7 (3)	16 (3)
Ig	33 (8)	10 (8)	2,9 (8)	15 (8)
Ih	29 (2)	10 (2)	3,3 (2)	16 (2)
Ii	31 (4)	8 (5)	3,7 (4)	16 (5)
Среднее	29 (28)	8 (28)	4,0 (29)	15 (30)
С к в. 380А				
II	28 (7)	10 (7)	3,2 (7)	14 (7)
III	19 (11)	7 (12)	1,8 (12)	13 (10)
IVa	23 (6)	8 (6)	1,6 (5)	14 (7)
IVb	25 (10)	7 (11)	2,2 (9)	12 (11)
IVe	17 (5)	7 (5)	4,3 (5)	8 (5)
Va	28 (2)	7 (2)	2,8 (2)	17 (2)
Vb	25 (3)	10 (3)	3,0 (3)	13 (3)
Среднее	23 (44)	8 (46)	2,5 (43)	13 (45)
С к в. 381				
1	18 (7)	10 (6)	2,5 (7)	15 (6)
3	23 (10)	10 (9)	2,7 (8)	16 (7)
4	21 (6)	8 (6)	1,3 (3)	9 (6)
5	16 (5)	9 (4)	2,8 (4)	11 (5)
6	18 (1)	16 (1)	3,6 (1)	16 (1)
7	28 (2)	9 (2)	9,7 (1)	18 (2)
8	—	9 (1)	3,3 (1)	10 (1)
9	20 (4)	13 (5)	4,2 (5)	17 (5)
Среднее	20 (35)	10 (34)	3,1 (30)	14 (33)

Примечание. В скобках указано количество анализов.

леводных осадков, содержащих до 6,00 и до 4,50% $C_{орг}$ соответственно и до 1,28% S. Содержание $CaCO_3$ в осадках обычно не превышает 27%, и лишь самый нижний прослой пачки (колонка 29) является высококарбонатным (микритовым) за счет скопления здесь аутигенного кальцита (рис. 8E). В этом прослое содержатся малые количества $C_{орг}$ и различных металлов. Осадки пачки 7 местами обогащены Fe (до 5,55%), Mn (до 0,13%), K (до 2,32%), Cu, Zn, Cs, Mo, As, Se и др. В пробе с максимальным содержанием $C_{орг}$ (6,00%) содержатся и максимальные количества Cu и Zn и повышенные — Ni. В целом же химический состав

Eu	Sb	Ce	Ta
С к в. 379А			
1,2 (5)	1,0 (5)	50 (5)	1,0 (4)
1,1 (5)	1,1 (4)	57 (5)	1,5 (5)
1,2 (11)	1,1 (11)	60 (11)	1,1 (10)
0,9 (11)	1,2 (11)	73 (11)	0,9 (9)
1,2 (15)	0,8 (14)	54 (12)	1,1 (11)
1,1 (15)	0,8 (14)	52 (15)	0,8 (11)
1,1 (62)	1,0 (59)	58 (59)	1,0 (50)
С к в. 380			
1,2 (1)	1,2 (1)	—	1,2 (1)
0,9 (3)	1,0 (3)	49 (3)	1,3 (2)
1,0 (5)	0,8 (5)	52 (5)	1,8 (2)
1,1 (3)	0,9 (3)	57 (3)	2,0 (2)
1,3 (3)	1,2 (3)	54 (2)	2,1 (2)
1,0 (8)	1,1 (8)	69 (7)	1,0 (3)
1,1 (2)	1,3 (2)	59 (1)	2,0 (1)
1,2 (5)	1,3 (4)	61 (5)	0,9 (3)
1,1 (30)	1,0 (29)	59 (26)	1,5 (16)
С к в. 380А			
1,4 (7)	1,5 (5)	64 (5)	1,3 (3)
0,9 (11)	1,8 (8)	71 (6)	0,6 (5)
1,5 (6)	1,7 (5)	49 (5)	1,5 (3)
1,0 (11)	2,6 (9)	56 (4)	0,4 (4)
0,6 (5)	0,9 (3)	54 (2)	0,3 (1)
1,2 (2)	1,0 (1)	57 (2)	—
0,9 (3)	1,0 (2)	54 (3)	0,4 (1)
1,1 (45)	1,8 (33)	59 (27)	0,8 (17)
С к в. 381			
1,1 (7)	0,5 (7)	85 (4)	0,7 (6)
1,3 (9)	0,9 (9)	61 (9)	0,5 (5)
0,8 (6)	1,2 (6)	45 (4)	0,2 (2)
0,6 (3)	2,1 (3)	47 (4)	0,4 (4)
1,3 (1)	—	—	—
1,5 (2)	0,5 (1)	50 (1)	1,1 (2)
0,8 (1)	0,5 (1)	10 (1)	0,4 (1)
1,3 (5)	0,7 (5)	59 (5)	0,8 (4)
1,1 (34)	0,9 (32)	57 (28)	0,6 (24)

пачки примерно такой же, как и состав терригенных прослоев других пачек. Если рассматривать осадки пачек 7 и 6 совместно, то можно отметить, что снизу вверх в осадках заметно возрастает содержание кварца и уменьшается содержание глинистых минералов.

Терригенные пелитовые илы пачки 8 отличаются от осадков вышележащей пачки 7 более низкими содержаниями $C_{орг}$ и $SiO_{2ам}$. По содержанию $CaCO_3$ илы большей частью слабоизвестковые или бескарбонатные. Некоторые интервалы обогащены Fe (до 7,14%), Mn (до 0,15%), K, Co, V.

Таблица 9

Распределение химических элементов в голоценовых осадках Черного моря в районе скважины 379

Возраст	Горизонт, см	%					10 ⁻⁴ %	
		Fe	Mn	Ti	C _{орг}	CaCO ₃	Mo	W
Станция 2259, глубина 2201 м, 43° 08' с.ш., 36° 21' в.д.								
Н _{III}	0-5	3,46	0,04	0,40	1,24	22,63	8,0	20
	10-15	4,28	0,06	0,52	0,51	18,24	5,6	20
	46-55	2,34	0,03	0,20	3,87	49,56		
	57-63	4,68	0,05	0,51	0,65	14,62		
	92-93	5,12	0,06	0,56	0,52	15,58		
	Среднее	3,97	0,04	0,43	1,35	24,12	6,8	20
Н _{II}	106-110	4,59	0,06	0,54	0,43	14,71	3,2	35
	174-178	5,13	0,07	0,57	0,69	12,96		
	185-195	3,40	0,02	0,27	17,61	4,10	156,0	50
	Среднее	4,37	0,05	0,46	6,24	10,59	79,6	42
Н _I	203-211	4,95	0,09	0,48	1,39	10,05	1,6	25
	245-250	4,77	0,09	0,48	0,56	25,16	0,8	35
	Среднее	4,86	0,09	0,48	0,97	17,60	1,2	30
Станция 2291-3, глубина 2151 м, 43° 11'8 с.ш., 36° 24'3 в.д.								
Н _{III}	0-7	2,02	0,02	0,11	4,85	60,74	18,0	20
	7-20	5,31	0,08	0,51	0,70	16,08		
	45-56	4,90	0,08	0,46	0,80	19,12	8,0	40
	56-59	1,67	0,04	0,11	4,84	65,58	24,0	20
	65-66	2,16	0,03	0,14	5,18	59,53		
	66-78	5,42	0,07	0,55	0,52	13,92		
	78-81	2,18	0,03	0,14	4,29	59,36	28,0	20
	Среднее	3,38	0,05	0,28	3,02	42,04	19,5	25
Н _{II}	91-98	4,12	0,04	0,28	8,97	23,08	101,3	40
	105-115	4,88	0,07	0,48	12,00	9,84	7,8	30
	137-145	4,50	0,07	0,48	0,63	10,60	5,2	25
	163-167	4,90	0,07	0,46	1,52	14,33	26,0	30
	205-215	4,97	0,10	0,46	1,03	14,45	7,8	35
	Среднее	4,67	0,07	0,43	4,83	14,37	29,6	32

Осадки пачки 9, залегающие в самом низу скважины, представлены терригенными илами, переслаивающимися с карбонатными осадками. Карбонаты представлены в основном биогенным кальцитом. Но в тех случаях, когда их количество превышает 30%, возрастают содержания хемогенного кальцита. Наличие такого кальцита, а также заметная примесь аутигенного доломита — наиболее характерная черта данной пачки. Органического углерода и SiO_{2ам} в них мало. Осадки в нескольких местах обогащены Fe (до 5,55%), Mn (до 0,12%). Средние содержания других элементов в осадках пачки примерно такие же, как и в соответствующих типах современных или плейстоценовых отложениях (табл. 9, 10, 11). Исключения составляют лишь K и Co, средние содержания которых здесь максимальны для всей скважины. Распределение La, Th, Hf, Sc, Eu, Sb и Ce в осадках пачек сравнительно однообразно. Однако характерно, что в целом по скважине содержится больше Sc, Eu, Ce и Sb и меньше La, Hf, Ta, чем кларк этих микроэлементов в глинах и сланцах (табл. 12).

О валовом химическом составе осадков скважины в целом можно судить по данным табл. 13. Как видно, в них содержится довольно высокое количество FeO, MgO, а иногда и S.

В целом по скважине 379А выявляются следующие геохимические особенности: 1) пачки 3, 6, и 8, отвечающие ледниковым эпохам, состоят в основном из терригенных (бескарбонатных и слабокарбонатных), глинистых илов, а также из песчано-алевритовых прослоев (турбидиты). В межледниковых отложениях, помимо глинистых, встречаются прослои диатомовых и высококарбонатных наноилов, а также сапропелевидные прослои. Во всех межледниковых пачках заметно повышены средние содержания C_{орг} и SiO_{2ам}. Судя по средним содержаниям (табл. 7), отдельные пачки отличаются друг от друга также количествами некоторых металлов: в пачке 3 несколько повышено содержание Fe, Sn, в пачке 4 — Mn, Na, Pb, в пачке 6 — в пачке 7 — Fe, Ni, Mn, Ti, K, Cu, Zn, Co, Rb, в пачке 8 — Li, в пачке 9 — Cr, V, Cs. Пачка 9 отличается как от осадков ледниковых эпох, так и от осадков межледниковой прежде всего повышенными содержаниями CaCO₃ и пониженными C_{орг}. Повышены так же содержания Cr, V, Cs. В остальных случаях данная пачка очень сходна с пачкой 8.

2. Содержания микроэлементов в разных типах осадков изменчиво, хотя чаще колебания незначительны. Они понижены в песчано-алевритовых отложениях и высококарбонатных илах. Последнее связано главным образом с разбавляющим влиянием карбонатов. Илы с повышенным содержанием ОВ иногда несколько обогащены Ni, Co, Cu, Zn.

3. В стратиграфическом разрезе скв. 379А наибольшие колебания средних содержаний (табл. 7) выявляются для следующих элементов: 1) Ni — от 113 до 156, причем более высокие величины чаще тяготеют к отложениям ледниковых эпох; 2) Cr — от 114 до 164, содержания понижены в межледниковых осадках; 3) V — от 100 до 165 с некоторой тенденцией возрастания к низу разреза; 4) F — от 343 до 1047 с максимумом в пачке 3; 5) B — от 89 до 154 с некоторым возрастанием в пачках 6 и 8.

4. Соотношения средних содержаний изученных элементов с кларком весьма разнообразны (табл. 7, 8, 12). Во всех пачках Fe, Mn, Na, Ni, Co, Cr, Sc, больше, чем их кларки в осадочных породах (K₀), причем содержания Ni, Co, Cr, Sc по всему разрезу осадков примерно в 1,5—2 раза больше K₀ и близки их кларку в основных породах (K_{осн}). Во всем разрезе меньше K₀ обнаружено K, Li, Rb, Cs, Sn, т.е. тех элементов, которые тяготеют к кислым изверженным и осадочным породам.

5. Средние содержания изученных элементов и их соотношения с кларками свидетельствуют о большой роли в плейстоценовом осадконакоплении продуктов выветривания основных, ультраосновных и средних пород. Они широко распространены на водосборе Понта и эродированы крупнейшими реками Кизыл-Ирмак и Ешиль-Ирмак (в наибольшей степени). Кизыл-Ирмак, наряду с основными, ультраосновными интрузивными и офиолитовыми сериями, эродирует также и кристаллические массивы, сложенные породами среднего и кислого состава. Все это находит четкое отражение в химическом составе осадков.

Скважина 380. В осадках пачки Ic содержание CaCO₃ колеблется в пределах 4,42—41,48% (рис. 20). Осадки характеризуются невысокими содержаниями SiO_{2ам} и C_{орг}. Содержания же Fe, Mn, Ti, K и других элементов колеблются в очень больших пределах (табл. 14). Как и в голоценовых осадках (рис. 21, 22), это связано главным образом

Т а б л и ц а 10

Микроэлементы в голоценовых и верхнеплейстоценовых осадках (ст. 4752-2)

Интервал, см	Тип осадка	%	
		Возраст	Осадок
0—25	Глинистый слабоизвестковый микрослоистый ил	Н _I _{II}	а
			б
25—33	Глинистый ил	"	а
33—48	Глинистый ил	"	а
48—54	Глинистый слабоизвестковый микрослоистый ил	Н _I _{II}	а
			б
54—58	То же	"	а
			б
163—168	То же	"	а
			б
168—172,5	Глинистый слабоизвестковый, обогащенный ОВ ил	"	а
			б
190—198,5	То же	"	а
			б
198,5—210	Сапропелево-глинистый микро- слоистый ил	"	а
			б
210—212	То же	"	а
260—279	Глинистый слабоизвестковый ил	Н _I _I	а
			б
715—726	То же	W _{II}	а
			б

* а — натурально-сухой осадок, б — в пересчете на бескарбонатное, безорганическое (C_{орг} × 2) вещество.

с неодинаковым гранулометрическим составом осадков. В песчаных и алевритовых прослоях понижены содержания всех тех элементов, которые обычно ассоциируют с пелитовым (глинистым) веществом (Fe, Mn, Ti, P, K, Cu, Zn, Ni, Cr и т.д.). Особым составом выделяется песчаный прослой (проба 2—1, 62—67 см). Он является известковым (41,48% CaCO₃). Карбонаты представлены кальцитом, арагонитом и доломитом. Это, вероятно, смесь биогенных известковых остатков (кальцит-арагонит) и обломочных карбонатов (кальцит-доломит). Для данного прослоя характерны наиболее низкие (во всей скв. 380) содержания Fe, Ti и многих других элементов.

Отдельные прослои осадков пачки Id обогащены диатомеями и ОВ (3,37—6,04% SiO_{2ам} и 1,08—1,94% C_{орг}). В разрезе залегают также прослои терригенных песков и алевритов. Эта пачка геохимически изучена слабее. Заметные колебания выявлены в содержаниях Fe, Mn и Ti, причем минимальные тяготеют к прослоям песков и алевритов, а также к высококарбонатным илам. Микроэлементы изучались в основном в илах, обогащенных диатомеями и ОВ, где их содержания не обнаруживают сколько-нибудь заметных колебаний.

Осадки пачек Ie, If и Ig в первую очередь отличаются от осадков пачки Id более низкими и более равномерно распределенными содержаниями SiO_{2ам} и C_{орг}. В них резко выражены максимумы содержания других элементов (Fe, Mn и др.). Пачка Ie как литологически, так и

%		10 ⁻⁴ %			
CaCO ₃	C _{орг}	Mo	Co	Ni	V
24,6	2,21	7,0	28	100	200
—	2,93	9,9	39	141	282
—	—	3,0	25	120	220
—	—	5,0	24	100	140
14,2	1,31	4,8	17	77	100
—	—	5,8	20	92	120
14,1	1,02	5,0	23	90	190
—	—	6,0	27	107	226
15,3	1,33	2,0	13	60	90
—	—	2,4	16	73	110
12,2	4,29	7,2	28	96	130
—	—	9,1	35	121	164
21,7	3,56	2,2	23	85	100
—	4,55	3,1	32	119	140
11,7	8,76	7,5	25	64	80
—	9,92	10,6	35	90	113
13,7	5,25	5,0	23	90	200
—	6,08	6,6	30	119	264
15,8	1,20	0,5	26	88	180
—	1,40	0,6	32	108	220
20,69	0,50	—	24	68	240
—	0,60	—	31	87	306

геохимически наиболее однородна. Средний ее химический состав наиболее близок к составу верхненовозвксинских илов (рис. 22). Исключение составляет лишь C_{орг}, которого здесь очень мало (0,41—0,74%). Илы пачки If относительно богаты диатомеями (2,96—4,08% SiO_{2ам}). Несколько повышено здесь также содержание C_{орг} (до 1,06%). Количество же остальных элементов в осадках этой пачки такое же, как и в осадках пачки Ie.

Осадки пачки Ig выделяются возрастанием содержаний CaCO₃ в самом низу (до 24,92%), а также наличием прослоев (проба 27—3, 1—13 см) с резко повышенными содержаниями Fe (до 8,24%) и Mn (до 0,98%), а местами и других элементов (Rb, Li, частично, Ti, Cr, V). Минеральный состав осадков данных прослоев (рис. 9) в основном такой же, как и прослоев с низкими содержаниями Fe и Mn. Это позволяет предположить, что в некоторых прослоях происходит концентрация гидроксидов этих элементов.

Осадки пачки Ih представлены терригенными бескарбонатными и слабоизвестковыми алевритово-глинистыми илами и тонкими алевритами несколько обогащенными диатомеями и аморфным кремнеземом. Слабокремнистым диатомовым илом сложен прослой 35—3, 19—42 см (13,15% SiO_{2ам}, 1,64% C_{орг}). В нем понижены содержания большинства элементов. Существенные колебания характерны для содержаний Fe (2,77—5,38%). У других элементов они малы (рис. 20).

Таблица 11

Химический состав позднечетвертичных осадков в колонках в районе скв. 379 (по данным спектрального анализа)

Интервал,	%		10 ⁻⁴ %					
	Mn	Ti	Ni	Co	V	Cr	Mo	Zr
Станция 2291-3, глубина 2151 м, 43° 11'8 с.ш., 36° 24'3 в.д.								
0-7	0,05	0,1	10	—	20	10	10	30
9-12	0,08	1,0	300	10	200	80	10	200
35-37	0,05	0,1	10	—	50	50	10	20
43-46	0,06	0,5	100	10	10	100	10	10
56-59	0,08	0,05	5	—	20	10	2	30
65-66	0,08	0,1	30	10	200	20	50	30
100-103	0,08	0,7	50	10	200	70	20	60
132-135	0,08	0,7	70	10	200	60	10	100
152-155	0,1	0,7	15	10	200	100	2	50
185-190	0,08	0,7	70	10	200	50	50	40
207-212	0,2	0,7	80	10	300	80	5	60
Станция 2293, глубина 2153 м, 43° 11'8 с.ш., 36° 24'2 в.д.								
8-10	0,2	0,7	100	10	300	80	—	60
58-60	0,2	0,7	30	10	300	80	—	50
108-110	0,08	0,5	600	10	300	80	—	60
158-160	0,08	0,5	50	10	200	80	—	20
208-210	0,08	0,5	50	10	200	80	20	50
258-260	0,08	0,5	50	10	200	80	—	40
308-310	0,08	0,5	20	10	200	80	—	40
358-360	0,08	0,5	100	10	200	80	—	40
378-380	0,08	0,4	50	10	100	80	—	20
439-443	0,1	0,8	200	10	300	100	—	80
490-494	0,1	0,5	100	10	300	80	—	50
538-542	0,1	0,8	200	10	300	100	—	80
592-596	0,1	0,8	200	10	300	100	—	80
645-648	0,1	0,5	80	10	200	100	—	50
700-703	0,1	0,7	150	10	300	100	—	100
747-750	0,1	0,5	80	10	200	100	—	80
797-800	0,1	0,5	80	10	200	100	2	80

Пачка II представлена терригенными глинистыми и алевритово-глинистыми илами (бескарбонатными и слабоизвестковыми, 4-12,34% CaCO₃). SiO_{2ам} и C_{орг} в них очень мало. Характерной литологической особенностью пачки является наличие хемогенно-диагенетических карбонатных минералов. Средние же содержания различных элементов в осадках данной пачки такие же, как и в терригенных илах других пачек. Исключение составляет лишь K и, частично, Cu, V, Pb, Mo и B, содержания которых иногда повышены.

В целом по скв. 380 выявляются следующие геохимические особенности:

1) Точно так же, как и в скв. 379А, отложения ледниковых эпох в основном сложены терригенными (бескарбонатными и слабоизвестковыми) глинистыми илами, бедными ОВ, а межледниковые, помимо глинистых илов, содержат прослои слабокремнистых (диатомовых) илов обогащенных ОВ.

Интервал,	10 ⁻⁴ %									
	Nb	Cu	Pb	Ga	Be	Sc	Y	Yb	La	Ba
Станция 2291-3, глубина 2151 м, 43° 11'8 с.ш., 36° 24'3 в.д.										
—	10	10	10	—	1	20	1	30	300	
10	70	10	10	1	10	20	1	30	300	
—	30	10	10	—	2	10	1	20	500	
10	30	10	10	1	10	20	1	30	200	
—	10	10	10	—	2	10	—	20	500	
—	20	10	10	—	5	20	2	50	500	
10	70	20	10	1	10	20	1	20	500	
10	70	20	10	1	10	20	1	20	500	
10	80	10	10	1	10	20	1	30	300	
—	60	20	10	1	10	20	1	30	500	
10	80	20	10	1	10	20	1	30	300	
Станция 2293, глубина 2153 м, 43° 11'8 с.ш., 36° 24'2 в.д.										
10	80	20	10	1	10	20	1	20	500	
10	30	20	10	1	10	20	1	30	500	
10	30	20	10	1	10	20	1	30	500	
10	30	20	10	1	10	20	1	20	500	
10	30	20	10	1	10	20	1	100	500	
10	30	20	10	1	10	20	1	20	500	
—	30	20	10	1	10	20	1	20	500	
10	50	20	10	1	10	20	1	20	500	
—	70	20	10	1	10	10	1	20	500	
—	10	20	10	1	10	20	1	20	500	
—	—	20	10	1	10	20	1	20	500	
10	80	20	10	1	10	20	1	20	500	
10	80	20	10	1	10	20	1	20	300	
—	60	20	10	1	10	20	1	20	500	
10	80	20	10	10	10	20	10	20	500	
—	70	20	10	10	10	20	10	20	500	
—	60	20	10	1	10	20	10	20	500	

2) Выделенные в разрезе пачки осадков геохимически неоднородны. Судя по средним величинам (табл. 14), заметно различаются пачки Ic и Id. В последней содержания C_{орг}, SiO_{2ам}, Sn, Se, F больше, чем в какой-либо части скважины. Пачка Ig характеризуется повышенными содержаниями Mn, P, Ni, Li, Cs, W, пачка Ih — Ti, Cu, Rb, Cs, а пачка II — наибольшими содержаниями Fe и Mo.

3) Содержания микроэлементов в разных типах осадков изменчивы. В песчано-алевритовых прослоях понижены содержания большинства изученных микроэлементов. В слабомарганцовистых и слабожелезистых илах повышены количества Rb, Ti, частично, Cr, V. По сравнению с глинистыми илами в слабокремнистых диатомовых илах содержания большинства элементов понижены. В пересчете на обломочный материал они заметно возрастают, но остаются все же более низкими, чем в терригенных илах.

Таблица 12

Средние содержания элементов в изверженных и осадочных породах земной коры (кларки по А.П. Виноградову [14]) и в донных осадках различных областей бассейна Атлантического океана

Порода, тип осадка	Область бассейна	Осадок	%				10 ⁻⁴ %								
			CaCO ₃	SiO ₂	C _{орг.}	Fe	Mn	Ti	P	K	Na	Ba	Zr	Cu	Zn
Ультраосновные (K _у)	Земная кора	—	—	—	—	9,85	0,15	0,03	0,02	0,03	0,57	1	30	20	30
Основные (K _{осн})	То же	—	—	—	—	8,56	0,20	0,90	0,14	0,83	1,94	300	100	100	130
Средние (K _{сред})	"	—	—	—	—	5,85	0,12	0,80	0,16	2,30	3,00	650	260	35	72
Граниты, гранодиориты (K _к)	"	—	—	—	—	2,70	0,06	0,23	0,07	3,34	2,77	830	200	20	60
Глины, сланцы (K _о)	"	—	—	—	—	3,33	0,07	0,45	0,08	2,28	0,66	800	200	57	60
		Донные осадки (слой 0—5 см)													
Терригенные осадки (слой 0—5 см)	Балтийское море* (154 пробы)	а	1,14	1,87	1,68	2,93	0,08	0,42	0,06	—	—	810	270	33	83
	Черное море ² *	б	0,73	2,33	3,32	4,25	0,05	0,39	0,07	—	—	820	280	46	155
Среднее для всех типов осадков (352—960 проб, слой 0—5 см)	Атлантический океан ³ *	а	—	2,80	1,09	3,05	0,07	—	0,05	—	—	210	54	34	—
		б	—	3,79	1,67	4,88	0,10	0,31	0,10	—	—	450	160	54	—
							0,19	0,50	0,21	—	—	780	270	109	—

* По А.И. Блажщину и Е.М. Емельянову [5] (а — все типы осадков, 154 пробы, б — только алевритово-пелитовые илы, 38 проб).

² * По М.Г. Глаголевой [24]. Только алевриты и алевропелиты (слой 0—5 см) (макрокомпоненты) и по А.Е. Бабице и др., [3], Позднечетвертичные осадки (слой 0—9), (микроэлементы).

³ * По данным Е.М. Емельянова.

Таблица 12 (продолжение)

Порода, тип осадка	Область бассейна	Осадок	10 ⁻⁴ %				10 ⁻⁴ %								
			Ni	Co	Cr	V	Sn	Pb	Mo	W	Li	Rb	Cs	Ag	F
Ультраосновные (K _у)	Земная кора	—	2000	210	2000	40	0,5	0,1	0,2	0,1	0,5	2	0,1	0,05	100
Основные (K _{осн})	То же	—	160	45	200	200	1,5	8,0	1,4	1,0	1,5	45	1,0	0,10	370
Средние (K _{сред})	"	—	55	10	50	100	—	15,0	0,9	1,0	20,0	100	—	0,007	500
Граниты, гранодиориты (K _к)	"	—	8	5	25	40	3,0	20,0	1,0	1,5	40,0	200	5,0	0,05	800
Глины, сланцы (K _о)	"	—	95	20	100	130	10,0	20,0	2,0	2,1	60,0	200	12,0	0,10	500
		Донные осадки (слой 0—5 см)													
Терригенные осадки (слой 0—5 см)	Балтийское море* (154 пробы)	а	31	—	78	80	5,6	—	9,0	—	—	—	—	—	—
	Черное море ² *	б	35	—	95	80	5,8	—	15,0	—	—	—	—	—	—
Среднее для всех типов осадков (352—960 проб, слой 0—5 см)	Атлантический океан ³ *	а	44	11	96	129	—	—	2,6	—	—	—	—	—	—
		б	35	—	71	89	—	—	—	—	—	—	—	—	—
			39	—	114	133	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Таблица 12 (окончание)

Порода, тип осадка	Область бассейна	Оса- док	10 ⁻⁴ %			
			B	Cd	La	Ce
Ультраосновные (K _y)	Земная кора		1	0,05	—	—
Основные (K _{осн.})	То же		5	0,19	27	45
Средние (K _{сред.})	"		15	—	—	—
Граниты, гранодиори- ты (K _к)	"		15	0,10	60	100
Глины, сланцы (K _о)	"		100	0,3	40	50
Донные осадки (слой 0—5 см)						
Терригенные осадки (слой 0—5 см)	Балтийское море*	а	110	5,0	—	—
	пробы) Черное море ^{2*}	б	168	5,0	—	—
Среднее для всех ти- пов осадков (352— 960 проб, слой 0—5 см)	Атлантический океан ^{3*}	а	—	—	—	—
		б	—	—	—	—

10 ⁻⁴ %						
Eu	Th	Hf	Ta	Sc	Sb	Se
—	0,005	0,1	0,018	5,0	0,1	0,05
1,0	3,0	1,0	0,48	24,0	1,0	0,05
—	7,0	1,0	0,70	2,5	0,2	0,05
1,5	18,0	1,0	3,50	3,0	0,0	0,05
1,0	11,0	6,0	3,50	10,0	0,5	0,61
Донные осадки (слой 0—5 см)						
—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—

Таблица 13

Валовый химический состав (%) донных отложений Черного моря

Пачка	Ко- лон- ка	Сек- ция	Интервал, см	SiO ₂ вал	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃
1	2	3	4	5	6	7	8	9
С к в. 379А								
3	6	1	40—42	49,58	0,54	13,46	2,15	4,30
3	6		СС	52,34	1,01	13,95	2,54	3,18
4	8	4	4—16	49,74	0,64	13,27	2,51	3,89
4	10	3	85—93	57,48	0,48	13,86	2,51	2,81
4	11	4	135—143	47,16	0,96	14,33	2,90	3,05
6	17	1	25—33	51,55	1,02	15,87	3,63	3,46
6	19	3	85—96	45,40	0,75	13,33	1,79	6,26
6	23	6	0—17	46,78	0,62	11,78	2,51	4,08
7	25	5	95—106	42,32	0,70	13,22	1,79	5,09
7	29	5	107—112	14,31	0,42	4,69	1,33	1,01
8	35	5	92—101	53,08	0,67	16,89	1,79	6,65
8	43	3	140—150	44,81	1,03	14,39	2,90	4,33
9	50	5	12—24	43,08	0,94	11,21	3,02	2,55
9	59	5	5—13	43,32	1,01	13,76	2,90	3,72
9	67	4	110—120	51,64	0,67	11,72	2,51	4,09
С к в. 380								
lb	1	1	60—68	47,70	0,90	13,29	2,90	2,21
lc	2	2	40—52	58,93	0,73	9,44	1,69	1,32
ld	6	4	12—33	52,83	0,99	12,86	2,30	3,02
ld	8	1	33—48	42,48	0,54	15,70	2,15	3,60
le	9	1	115—130	54,70	0,75	15,49	2,15	4,30
le	13	1	0—14	45,75	0,98	15,72	3,02	3,01
lf	17	4	45—60	48,58	0,59	13,12	2,51	4,29

MnO	MgO	CaO	P ₂ O ₅	S	F	H ₂ O*	П.п.п.	CO ₂
10	11	12	13	14	15	16	17	18
С к в. 379А								
0,12	3,43	9,35	0,13	0,00	—	2,28	3,31	7,92
0,11	3,12	8,40	0,24	0,22	0,06	4,56	10,50	5,88
0,22	3,03	8,76	0,11	0,21	—	2,58	2,31	8,80
0,21	2,24	8,49	0,16	0,98	—	0,72	1,68	4,40
0,11	3,96	10,72	0,14	0,62	0,06	4,66	12,07	7,35
0,12	3,55	5,53	0,16	1,15	0,03	5,04	9,40	4,33
0,35	4,16	8,76	0,13	0,08	—	4,48	3,42	7,92
0,15	4,15	11,34	0,13	0,00	—	2,64	2,94	9,68
0,24	3,72	11,50	0,11	1,10	—	3,47	3,88	9,68
0,17	1,42	40,35	0,16	0,36	0,003	1,94	34,00	32,07
0,11	2,86	1,91	0,10	0,00	—	4,46	2,84	4,40
0,18	4,47	10,70	0,16	0,10	0,06	5,02	13,28	8,20
0,11	3,88	15,30	0,21	0,15	0,04	4,70	16,48	11,74
0,11	3,85	12,30	0,15	0,18	0,06	5,02	15,00	9,21
0,14	2,82	10,88	0,13	0,17	—	1,56	3,22	6,16
С к в. 380								
0,11	3,72	10,03	0,15	0,71	0,01	4,94	13,97	9,02
0,09	2,05	11,22	0,14	0,10	0,03	2,00	11,20	9,16
0,07	3,22	7,58	0,14	1,08	0,03	3,64	10,98	7,30
0,24	2,22	10,82	0,12	2,79	—	5,40	3,12	7,92
0,11	2,60	2,84	0,08	0,00	—	3,42	2,55	6,16
0,30	4,37	8,48	0,12	0,06	0,02	4,42	13,60	9,16
0,22	2,62	8,22	0,08	1,23	—	2,56	12,06	—

Таблица 13 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9
If	18	6	130-148	51,68	1,01	15,06	3,02	3,07
Ig	20	6	40-50	46,97	1,01	15,28	5,92	2,71
Ig	26	4	55-65	56,71	1,09	18,46	2,75	4,32
Ig	27	3	1-13	51,74	0,59	14,18	2,15	3,71
Ig	30	1	94-110	51,30	0,64	12,01	2,70	3,68
Ih	32	3	80-90	56,00	0,96	13,30	2,90	3,02
Ih	35	1	111-123	47,68	0,75	13,40	2,80	3,00
Ih	35	3	19-42	49,90	0,65	12,17	1,70	3,70
II	36	2	28-38	46,16	0,75	13,74	2,15	4,50
II	39	5	0-12	50,86	0,75	13,81	1,70	5,40
II	40	1	76-78	30,02	0,54	7,60	16,51	6,82
С к в. 380А								
II	3	2	74-87	53,64	0,95	13,19	2,30	3,40
II	4	4	33-48	50,64	0,59	15,16	1,62	5,08
II	9	2	128-142	50,27	1,12	16,89	2,30	4,48
III	15	3	26-36	49,35	1,01	16,18	3,39	2,44
III	20	4	0-13	47,50	0,67	13,59	1,97	4,88
III	30	1	108-120	52,45	1,02	17,95	2,78	4,49
IVa	34	5	112-173	51,75	0,96	17,85	3,02	3,13
IVa	37	3	0-12	55,65	0,97	20,15	2,90	3,49
IVa	40	5	1-17	56,94	0,94	19,22	1,93	4,53
IVa	41	1	17-23	55,72	0,40	15,90	1,70	4,60
IVa	42	4	33-35	28,20	0,35	6,06	18,66	4,63
IVb	50	2	130-140	18,82	0,50	5,65	1,21	1,52
IVc	56	3	58-60	57,34	0,41	10,15	2,15	3,72
IVc	57	1	0-15	37,12	0,50	10,71	1,08	4,50
IVe	62	3	0-15	54,06	1,02	16,68	2,21	3,08
Va	71	3	57-68	37,44	0,79	14,57	2,42	2,50
С к в. 381								
1	1	3	0-20	51,20	0,54	13,42	1,79	6,66
1	3	1	120-145	51,47	0,98	16,08	1,09	5,22
1	3	2	55-75	37,87	0,67	18,05	3,23	9,20
1	6	5	0-15	42,64	0,67	15,34	1,79	9,80
1	9	1	35-55	50,10	0,60	15,09	1,79	3,61
1	10	1	125-150	48,77	1,05	19,21	1,89	5,27
1a	18	2	0-15	64,11	0,44	6,45	1,33	2,18
1a	19	1	7-10	46,04	0,41	7,94	1,43	2,34
3	19	2	92-102	52,28	1,02	20,72	2,48	5,27
3	22	3	40-55	52,50	0,65	17,00	1,08	6,20
3	24	1	48-63	58,94	0,94	16,24	1,45	4,34
4	34		CC	39,29	0,61	10,15	1,63	7,12
5	37	5	98-110	47,68	0,60	13,90	1,70	3,51
6	42	1	90-100	57,37	0,27	6,28	0,60	0,78
7	49	2	70-83	53,13	1,02	17,86	2,66	4,59
8	51	5	0-12	53,42	0,98	18,47	3,02	2,53
9	53	2	19-29	57,82	0,95	17,94	3,87	1,59
9	54	4	3-13	58,46	0,67	15,67	2,80	3,60

10	11	12	13	14	15	16	17	18
0,11	3,45	5,98	0,10	1,30	0,16	4,56	10,22	5,50
0,16	2,94	7,00	0,17	0,08	0,07	4,24	13,09	8,96
0,10	2,56	1,19	0,11	0,26	0,12	5,48	7,20	1,65
0,14	2,53	7,12	0,14	0,00	—	2,96	2,86	7,04
0,21	3,30	8,35	0,11	0,00	—	1,80	2,97	7,92
0,12	2,72	5,82	0,12	0,20	0,10	4,26	9,54	5,22
0,14	3,20	8,00	0,08	0,83	—	2,74	3,29	9,68
0,24	2,20	7,33	0,08	0,90	—	3,02	3,49	9,68
0,17	2,77	8,08	0,10	0,71	—	2,68	2,88	10,56
0,15	1,55	3,97	0,07	1,04	—	3,62	2,04	9,68
0,46	2,63	8,90	0,12	0,00	—	1,22	4,93	16,72
С к в. 380А								
0,11	3,14	6,75	0,12	1,52	0,07	5,23	10,15	4,86
0,13	2,51	6,09	0,07	0,00	—	3,42	4,37	5,28
0,09	3,16	5,27	0,13	0,06	0,03	4,94	10,15	6,15
0,07	2,15	7,64	0,09	0,50	0,008	4,36	11,70	7,30
0,26	2,39	7,67	0,07	0,00	—	3,62	4,15	7,92
0,09	2,51	1,43	0,09	2,30	0,11	5,76	9,30	3,45
0,12	2,43	3,62	0,07	0,58	0,14	6,76	11,80	4,68
0,12	1,72	0,99	0,09	0,16	0,01	6,88	8,55	1,64
0,08	1,74	0,84	0,17	0,22	0,02	6,34	7,46	1,40
0,24	1,40	1,70	0,05	0,00	—	3,88	2,68	6,16
1,20	1,52	9,56	1,15	0,29	—	2,02	6,08	17,60
0,11	2,52	33,45	0,13	0,75	0,06	0,78	31,85	31,00
0,11	0,79	2,33	0,04	0,28	—	3,50	2,19	9,68
0,21	2,36	15,30	0,10	1,50	—	2,36	2,94	16,72
0,05	2,21	3,63	0,12	1,22	0,06	5,64	9,85	4,16
0,11	5,02	11,24	0,16	1,51	0,06	5,72	19,50	13,74
С к в. 381								
0,15	1,98	6,56	0,14	0,00	—	3,70	4,67	4,40
0,12	3,02	5,93	0,18	0,09	0,04	4,73	10,40	5,50
0,21	3,65	3,92	0,11	0,43	—	3,40	11,80	—
0,28	1,59	5,72	0,20	0,00	—	3,84	3,59	7,92
0,21	2,64	7,30	0,10	0,00	—	2,43	3,03	7,92
0,08	2,22	3,94	0,30	0,07	0,04	8,20	11,20	2,96
0,06	0,82	9,75	0,10	0,90	0,04	2,02	10,81	8,72
0,21	2,31	16,58	0,12	0,00	—	1,46	3,82	13,20
0,09	2,46	0,42	0,10	0,15	0,01	6,78	9,45	2,64
0,00	1,41	1,30	0,05	0,59	—	4,64	2,81	6,16
0,09	2,46	0,42	0,09	0,30	0,11	6,78	9,50	2,56
0,28	2,61	14,07	0,08	4,78	0,13	4,88	11,05	10,02
0,21	1,40	4,11	0,12	1,52	—	3,34	3,30	13,20
0,04	3,25	13,85	0,08	0,33	Сп.	0,64	13,81	13,12
0,09	3,36	1,69	0,11	1,70	0,05	5,80	8,99	3,12
0,09	3,84	4,95	0,12	0,06	Сп.	4,62	6,70	2,08
0,09	2,74	1,55	0,17	0,06	0,00	5,38	9,84	4,40
0,14	1,74	1,82	0,07	0,00	—	3,40	2,87	4,40

Таблица 13 (продолжение)

Пачка	Колонка	Секция	Интервал, см	K ₂ O	Na ₂ O	C	SO ₃	CaCO ₃ (по CO ₂)
1	2	3	4	19	20	21	22	23
3	6	1	40-42	2,16	1,22	0,29	0,00	18,01
3	6		СС	2,25	1,59	—	—	13,37
4	8	4	4-16	2,50	1,20	0,54	0,21	20,01
4	10	3	85-93	2,00	2,64	0,27	0,00	10,01
4	11	4	135-143	2,25	1,59	—	—	16,72
6	17	1	25-33	2,53	1,40	—	—	9,85
6	19	3	85-96	2,16	1,00	0,49	0,00	18,01
6	23	6	0-17	2,00	1,30	0,31	0,00	22,01
7	25	5	95-106	2,00	1,10	0,40	0,00	22,01
7	29	5	107-112	0,72	0,75	—	—	72,93
7	35	5	92-101	3,00	0,70	0,37	0,00	10,01
8	43	3	140-150	2,22	0,90	—	—	18,65
9	50	5	12-24	1,66	1,36	—	—	26,70
9	59	5	5-13	2,11	0,86	—	—	20,94
9	67	4	110-120	1,82	1,90	0,28	0,00	14,01
С к в. 380								
Ib	1	1	60-68	2,50	1,51	—	—	20,51
Ic	2	2	40-52	1,79	1,46	—	—	20,83
Id	6	4	12-33	2,34	1,49	—	—	16,60
Id	8	1	33-48	2,32	1,20	0,29	0,00	18,01
Ie	9	1	115-130	3,00	1,50	0,28	0,00	14,01
Ie	13	1	0-14	2,92	1,48	—	—	20,83
If	17	4	45-60	2,66	1,40	—	0,23	—
If	18	6	130-148	2,79	1,30	—	—	12,51
Ig	20	6	40-50	2,85	1,30	—	—	20,38
Ig	26	4	55-65	3,07	1,52	—	—	3,75
Ig	27	3	1-13	2,82	1,10	0,34	0,21	16,01
Ig	30	1	94-110	2,66	1,70	0,49	0,00	18,01
Ih	32	3	80-90	2,45	1,70	—	—	11,87
Ih	35	1	111-123	2,66	1,50	0,30	0,82	22,01
Ih	35	3	19-42	2,16	1,90	0,50	1,10	22,01
II	36	2	28-38	2,50	1,60	0,36	1,40	24,02
II	39	5	0-12	2,32	2,14	0,30	1,60	22,01
II	40	1	76-78	2,00	0,90	0,35	0,00	38,02
С к в. 380А								
II	3	2	74-87	2,33	1,84	—	—	11,05
II	4	4	33-48	3,00	1,50	0,27	0,00	12,01
II	9	2	128-142	3,39	1,78	—	—	13,99
III	15	3	26-36	2,65	1,90	—	—	16,60
III	20	4	0-13	2,50	1,70	0,29	0,96	18,01
III	30	1	108-120	2,92	2,14	—	—	7,84
IVa	34	5	112-123	2,42	1,94	—	—	10,64
IVa	37	3	0-12	2,59	1,94	—	—	3,73
IVa	40	5	1-17	2,52	2,41	—	—	3,18
IVa	41	1	17-23	2,50	2,64	0,38	0,55	14,01
IVa	42	4	33-35	1,16	1,70	0,43	0,00	40,02
IVb	50	2	130-140	1,12	2,14	—	—	70,50
IVc	56	3	58-60	1,66	2,28	0,31	3,40	22,01
IVc	57	1	0-15	2,00	2,14	0,54	1,00	38,02
IVe	62	3	0-15	3,10	2,59	—	—	9,46
Va	71	3	57-68	1,94	2,33	—	—	31,25

Таблица 13 (окончание)

1	2	3	4	19	20	21	22	23
С к в. 381								
1	1	3	0-20	3,00	0,90	0,27	0,22	10,01
1	3	1	120-145	2,84	1,71	—	—	12,73
1	3	2	55-75	3,00	1,64	—	2,32	—
1	6	5	0-15	3,66	2,40	0,29	0,14	18,01
1	9	1	35-55	2,66	2,40	0,29	0,24	18,01
1	10	1	125-150	3,01	2,35	—	—	6,73
1a	18	2	0-15	1,62	0,97	—	—	19,83
1a	19	1	7-10	1,66	2,26	0,52	0,00	30,02
3	19	2	92-102	2,14	2,65	—	—	6,00
3	22	3	40-55	2,66	2,64	0,38	0,65	14,01
3	24	1	48-63	2,38	2,90	—	—	5,82
4	34		СС	1,45	2,68	—	—	22,79
5	37	5	98-110	2,32	2,40	0,72	1,00	30,02
6	42	1	90-100	1,60	1,69	—	—	29,84
7	49	2	70-83	2,73	1,96	—	—	7,10
8	51	5	0-12	3,00	2,62	—	—	4,73
9	53	2	19-29	1,70	1,80	—	—	10,01
9	54	4	3-13	2,32	2,28	0,37	0,38	10,01

4) Соотношения средних содержаний изученных элементов по пачкам с их кларками в осадочных породах (K_0) индивидуальны для каждого из них. По сравнению с K_0 во всем разрезе более высокие содержания Fe, Mn, Na, а в межледниковых отложениях — Se, Mo (эти элементы ассоциируют с ОБ). Наоборот, содержания в разрезе понижены для Cu, Ni, Co, Li, Rb, Cs, Sn. В этом находит свое проявление тесная генетическая связь осадочного материала в скв. 380 с продуктами выветривания кристаллических массивов, представленных древними метаморфическими сериями кислого и среднего составов, а также более молодыми кислыми интрузиями. Такие массивы распространены как в непосредственной близости от скв. 380 (на границе Болгария — Турция), так и на северо-западе водосбора, дренируемом крупнейшими реками Черного моря: Днепром, Днестром, Дунаем.

5) В отличие от скв. 379А, осадки в скв. 380 существенно обогащены Li, Rb, Sn и обеднены Cu, Ni, Cr, Sc. Это связано главным образом с давлением влиянием продуктов выветривания кислых и средних пород в скв. 380, и основных — средних в скв. 379А.

Скважина 380А. В разрезе пачки II доминируют терригенные (бескарбонатные и слабоизвестковые) глинистые илы, нередко весьма тонкодисперсные (более 90% фракции <0,01 мм), как правило, с низкими содержаниями ОБ (обычно 0,27–0,60% $C_{орг}$) (рис. 23). В единичных прослоях $C_{орг}$ достигает 1,32% (3–2, 74–87 см). Единично встречаются прослой высококарбонатных илов, бедных ОБ (55,34% CaCO₃, 0,50% $C_{орг}$) (9–6, 97–106 см). Основную часть карбонатов составляет кальцит (рис. 8В, Г). Помимо него, нередко встречаются доломит и сидерит. Лишь в единичных прослоях карбонаты целиком представлены доломитом. В большинстве изученных нами горизонтов встречено мало аморфного кремнезема (<2,50%). Относительно повышенные его содержания выявлены лишь в прослое, обогащенном ОБ.

В средней части пачки (колонки 8–11) залегают прослой слабо-железистых илов (5,11–5,56% Fe). В них несколько повышены и содержания Ti (0,47–0,55%).

В распределении большинства микроэлементов количественные колебания незначительны. В прослое сапропелевидного ила относительно повышены содержания Cu, В. Понижены содержания большинства микроэлементов в прослое высококарбонатного ила. В некоторых прослоях глинистых илов возрастают содержания Cr.

Пачка III состоит в основном из терригенных пелитовых и алевроитово-пелитовых илов с ритмично меняющейся карбонатностью (0,0–61,0% CaCO₃). Выявлены маломощные ритмы (2–8 см), состоящие из бескарбонатных, слабо- и сильноизвестковых илов, а также тонкослоистые отложения типа варв. Карбонаты состоят в основном из кальцита. В качестве небольшой примеси спорадически встречаются доломит и сидерит. В большинстве случаев илы характеризуются низкими содержаниями ОВ (0,29–0,60, редко 0,68–0,82% C_{орг}). В единичных прослоях бескарбонатных глинистых илов C_{орг} достигает 1,22% (проба 30–1, 108–120 см). Мало в рассматриваемой пачке и аморфного кремнезема (чаще всего до 2,35%), свидетельствующего о небольшой примеси диатомей. Повышенные его содержания (7,49%) удалось обнаружить лишь в одном прослое бескарбонатного глинистого ила (проба 17–2, 111–123 см). Характерно, что содержание C_{орг} здесь низкое (0,50%). В этой колонке увеличение диатомей обнаружено еще на судне при просмотре мазков.

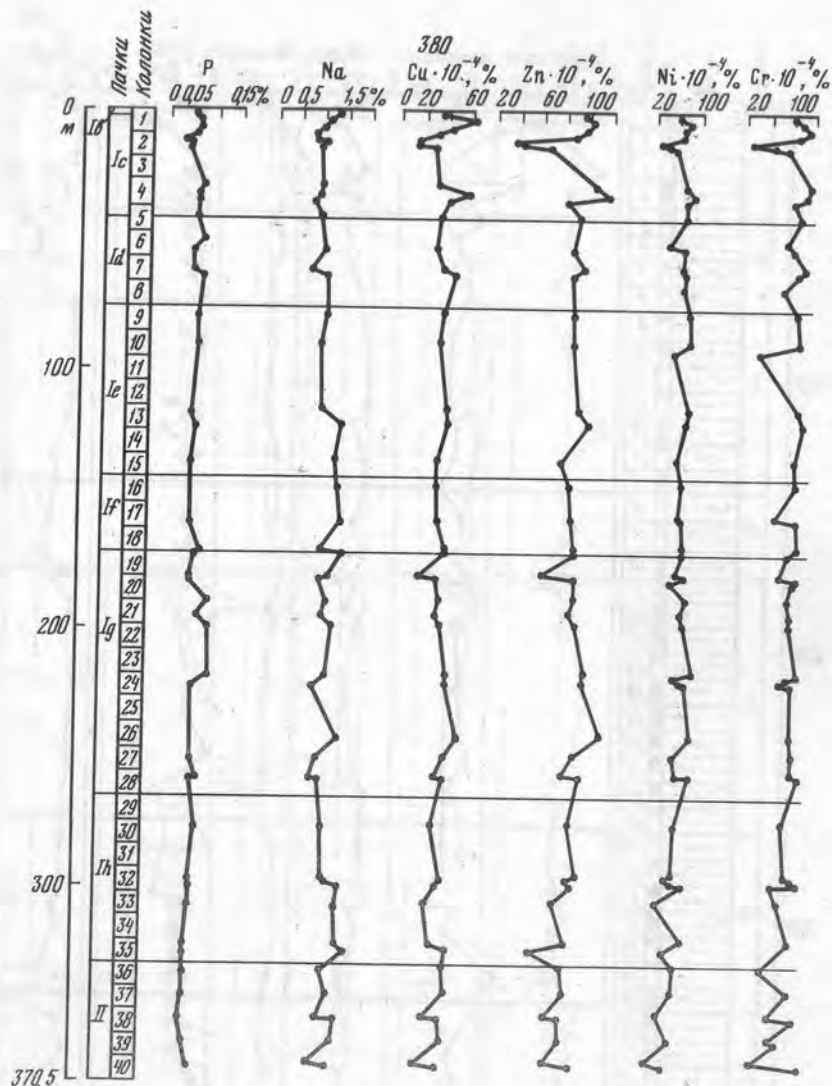
Наиболее частые и заметные колебания содержаний характерны для Fe, Mn, Ti. Они тесно коррелируются с количественными изменениями CaCO₃, имея обратный знак. Таким образом, реальная картина относительных концентраций для Fe, Mn, Ti в осадках искажена неодинаковым разбавляющим влиянием карбонатов. Она сказывается и в распределении большинства микроэлементов. В бескарбонатных и слабоизвестковых илах содержания микроэлементов сходны с их содержаниями в аналогичных отложениях других пачек.

В отличие от отложений пачек II и III основную часть разреза пачки IVa слагают бескарбонатные глины, часто весьма тонкодисперсные (более 90% фракции < 0,01 мм). Содержания CaCO₃ в них чрезвычайно низкие и редко превышают 1–2%. Существенные количественные колебания найдены у C_{орг} (0,67–1,85%). Нами выявлен ряд слоев с содержаниями от 1,10 до 1,85% C_{орг}.

Характерной составной частью пачки являются прослой сидеритов, мергелистых осадков с примесью сидерита и диатомовых илов. Относительное обогащение диатомеями присуще прослоям с повышенными содержаниями ОВ. Правда, аморфного кремнезема в этих илах сравнительно немного (3,39–4,72%). Однако два прослоя (41–1, 10–20 см и 41,6 108–122 см) явно им обогащены (15,62–18,99%). Это позволяет слагать их илы отнести к типу диатомовых слабокремнистых. Сравнительно повышены содержания аморфного кремнезема (6,35) в одном прослое, бедном ОВ. Содержания Fe, Mn, Ti в илах, обогащенных ОВ и диатомеями меняются мало от слоя к слою и сходны с величинами, наблюдаемыми в терригенных илах других пачек. Они понижены в слабокремнистых диатомовых илах.

Изученный нами один прослой сидеритовой породы (40–2, 148–149 см) обогащен Fe (35,50%), Mn (3,65%) и обеднен Ti (0,12%).

В осадках пачки изучена лишь часть микроэлементов (Li, Rb, Cs,



Р и с. 20. Литологический состав отложений скв. 380 и распределение в них основных минералов и химических макрокомпонентов и микроэлементов

1 – терригенные отложения, 2 – диатомеи, 3 – глины, 4 – перерыв в седиментации

Pb, Sn, F, В) главным образом в прослоях, обогащенных ОВ. Их содержания понижены в диатомовых илах, а в остальных – сходны с их величинами в аналогичных отложениях рассмотренных пачек.

Пачка IVb по геохимическим показателям разбивается на две части. Верхняя часть сложена бескарбонатными и слабоизвестковыми глинами, которые по составу глинистого вещества сходны с вышележащей пачкой. В состав карбонатов, помимо кальцита, часто встречается заметная

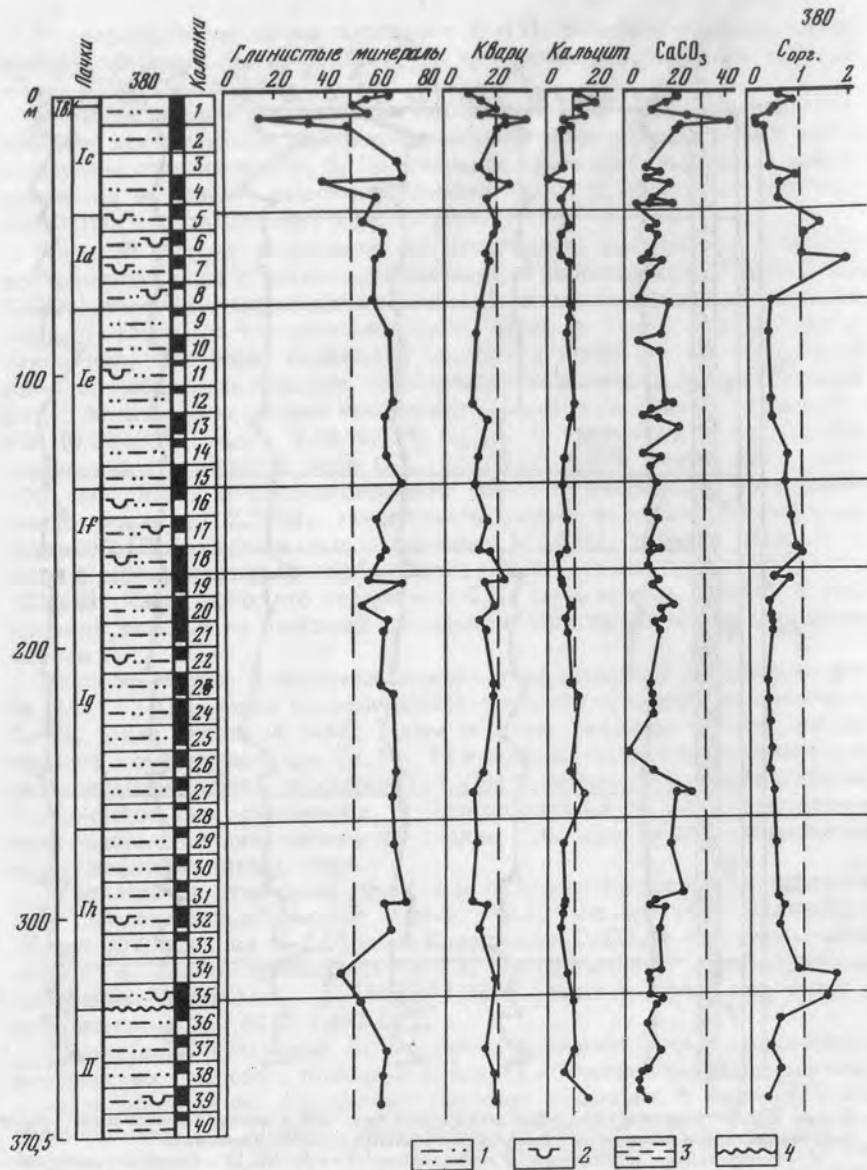


Рис. 20 (продолжение)

примесь сидерита. В этих отложениях заметные колебания содержаний CaCO_3 (0,0–30,80%) и аморфного кремнезема (6,34–14,80%). Все они обогащены ОВ (1,22–3,18% $\text{C}_{\text{орг}}$). Содержания Fe, Mn, Ti лишь несколько превышают кларк. Из микроэлементов изучена та же группа, что и в пачке IVa. Их содержания сходны с соответствующими отложениями других пачек. Количественные колебания незначительны и в некоторой степени коррелируют с изменениями содержаний CaCO_3 , имея обратный

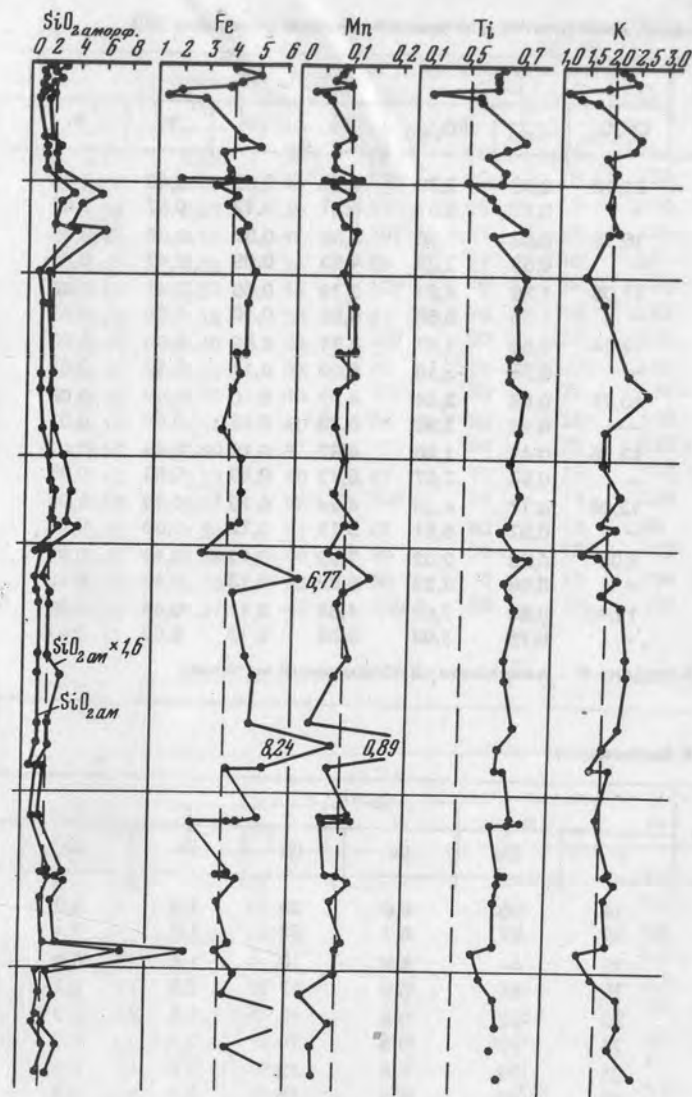


Рис. 20 (окончание)

знак. Обращает внимание повышенное содержание Rb в просле полностью бескарбонатной слабокремнистой диатомовой глины (43–1, 0–13 см). Нижняя часть пачки состоит из пелитовых и алевритово-пелитовых илов большей частью карбонатных (35,50–50,11% CaCO_3) высококарбонатных (до 73,27% CaCO_3). Встречаются прослои бескарбонатных (1,0% CaCO_3) и слабоизвестковистых (14,76% CaCO_3) глинистых илов. Глинистое вещество и карбонатный материал имеют почти такой же состав, как и в верхней части пачки.

Таблица 14
Средние содержания компонентов и элементов в пачках скважины 380

Пачки	Оса- док*	%						
		CaCO ₃	Сорг.	SiO ₂ ам.	Fe	Mn	Ti	P
Ib	a	21,12	0,56	2,78	4,03	0,09	0,43	0,05
	б	—	0,7	3,57	5,37	0,12	0,57	0,07
Ic	a	16,15	0,53	1,90	3,68	0,07	0,38	0,05
	б	—	0,63	2,29	4,55	0,09	0,47	0,06
Id	a	11,06	1,38	4,81	3,79	0,08	0,41	0,06
	б	—	1,55	5,58	4,66	0,10	0,50	0,07
Ie	a	12,44	0,50	1,87	4,31	0,09	0,50	0,06
	б	—	0,57	2,16	5,09	0,11	0,59	0,07
If	a	10,71	0,88	3,44	4,37	0,10	0,48	0,06
	б	—	0,98	3,93	5,20	0,12	0,57	0,07
Ig	a	12,25	0,47	1,80	4,87	0,16	0,49	0,07
	б	—	0,53	2,07	5,73	0,19	0,58	0,08
Ih	a	12,06	0,77	4,33	4,24	0,10	0,49	0,06
	б	—	0,87	5,01	5,17	0,12	0,60	0,07
Ii	a	8,03	0,63	2,02	7,89	0,12	0,44	0,09
	б	—	0,68	2,22	8,89	0,13	0,49	0,10
Среднее	a	12,40	0,66	2,62	4,65	0,11	0,45	0,06
	б	—	0,75	3,03	5,55	0,13	0,53	0,07

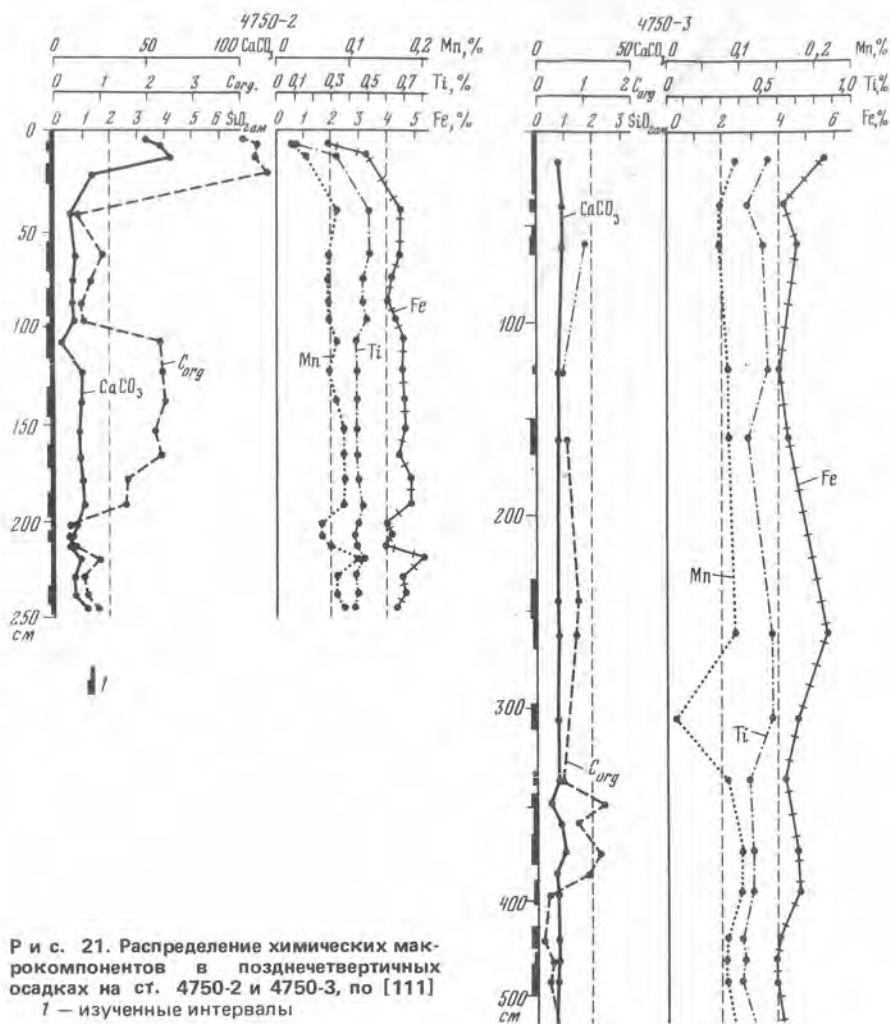
* а — натуральный осадок; б — в пересчете на обломочный материал.

Таблица 14 (окончание)

Пачки	Оса- док*	10 ⁻⁴ %					
		Li	Rb	Cs	Pb	Sn	Se
Ib	a	14	50	5,0	25	1,2	0,2
	б	19	67	6,7	33	1,6	0,3
Ic	a	15	44	4,8	14	1,6	0,3
	б	18	54	5,9	17	2,0	0,4
Id	a	20	62	5,6	15	2,5	0,7
	б	24	76	6,9	18	3,1	0,9
Ie	a	25	72	5,5	13	2,0	0,3
	б	29	85	6,5	15	2,4	0,3
If	a	38	78	6,0	20	2,4	0,6
	б	45	93	7,1	24	2,8	0,7
Ig	a	44	90	6,1	19	2,2	0,3
	б	52	106	7,2	22	2,6	0,4
Ih	a	39	109	5,9	21	2,3	0,6
	б	47	133	7,2	25	2,8	0,7
Ii	a	35	74	5,7	23	2,2	0,5
	б	39	83	6,4	26	2,5	0,6
Среднее	a	32	76	5,6	18	2,1	0,4
	б	38	91	6,7	22	2,5	0,5

%		10 ⁻⁴ %						
K	Na	Cu	Zn	Ni	Co	Cr	V	Cd
2,13	1,30	35	94	60	14	100	120	< 6
2,84	1,73	47	125	80	19	133	160	< 8
1,96	0,92	35	83	66	18	100	180	< 6
2,42	1,14	43	103	81	22	124	222	< 7
1,97	1,08	34	86	64	15	98	115	< 6
2,42	1,32	42	106	79	18	120	141	< 7
2,09	1,19	38	91	76	19	102	140	< 5
2,47	1,40	45	107	90	22	120	165	< 6
2,07	1,33	38	90	74	23	105	110	< 5
2,46	1,58	45	107	88	27	125	131	< 6
2,13	1,11	40	94	80	21	110	146	< 5
2,50	1,30	47	110	94	25	129	172	< 6
2,12	1,37	40	87	73	16	106	135	< 5
2,58	1,67	49	106	89	19	129	164	< 6
2,20	1,24	41	85	62	13	98	160	< 4
2,48	1,39	46	96	70	15	110	180	< 5
2,08	1,15	38	88	72	17	104	141	< 5
2,48	1,37	45	105	86	20	124	169	< 6

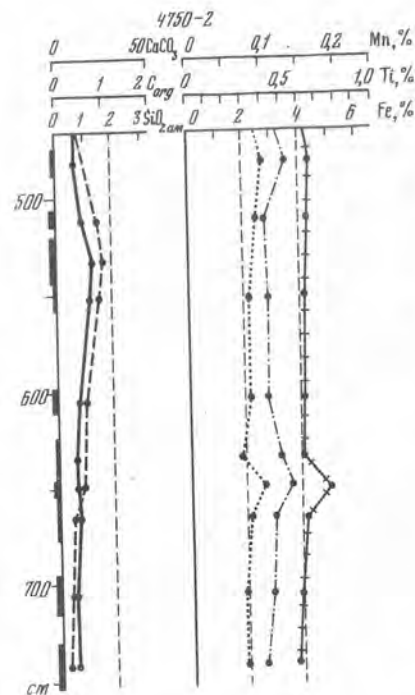
10 ⁻⁴ %					Mo + 10Se Mn · 100
Mo	W	F	B	As	
1,6	13	—	—	7,0	—
2,1	17	—	—	9,3	—
2,0	19	—	—	6,6	0,7
2,5	23	—	—	8,1	0,9
3,1	19	610	—	6,4	1,2
3,8	23	750	—	7,9	1,5
1,8	15	430	—	6,5	0,5
2,1	18	508	—	7,7	0,6
3,4	18	560	128	5,8	0,7
4,0	21	666	152	6,9	0,8
1,5	21	483	161	5,9	0,3
1,8	25	568	189	6,9	0,3
3,2	20	447	136	6,0	1,0
3,9	24	545	166	7,3	1,2
3,6	14	450	161	4,7	0,8
4,1	16	507	183	5,3	0,9
2,4	16	477	147	6,0	0,7
2,9	19	570	176	7,2	0,8



Р и с. 21. Распределение химических макрокомпонентов в позднечетвертичных осадках на ст. 4750-2 и 4750-3, по [111] 1 — изученные интервалы

Большинство изученных прослоев характеризуются низкими содержаниями ОВ. Единичный прослой карбонатного алевроитово-пелитового ила содержит 1,23% C_{org} (52–6, 121–123 см). Аморфного кремнезема в осадках мало (до 3,73%). Заметные количественные колебания в пачке испытывают Fe, Mn, и Ti, хотя лишь немного превышают кларк. Большею частью они коррелируют с изменениями карбонатности осадков и имеют обратный знак, т.е. обусловлены неравномерным разбавлением глинистого материала карбонатами.

Из микроэлементов изучена та же группа, что и в предыдущих двух пачках (Li, Rb, Cs, Pb, Sn, F, B). Небольшие количественные колебания связаны с неравномерным распределением карбонатов в осадках. В диатомовых илах их содержания повышены, за исключением F. В некоторых прослоях карбонатных осадков, бедных ОВ, относительно повышены содержания Rb.



Небольшое количество образцов изучалось из пачек IVc и IVd. Содержание $CaCO_3$ меняется в широких пределах — от 23,50 до 82,50%, а C_{org} и SiO_{2am} мало. Микроэлементы в этих двух пачках не изучены.

Пачка IVe представлена уплотненными алевролитами, слоистыми мергелями и карбонатными отложениями (34,62–50,0% $CaCO_3$).

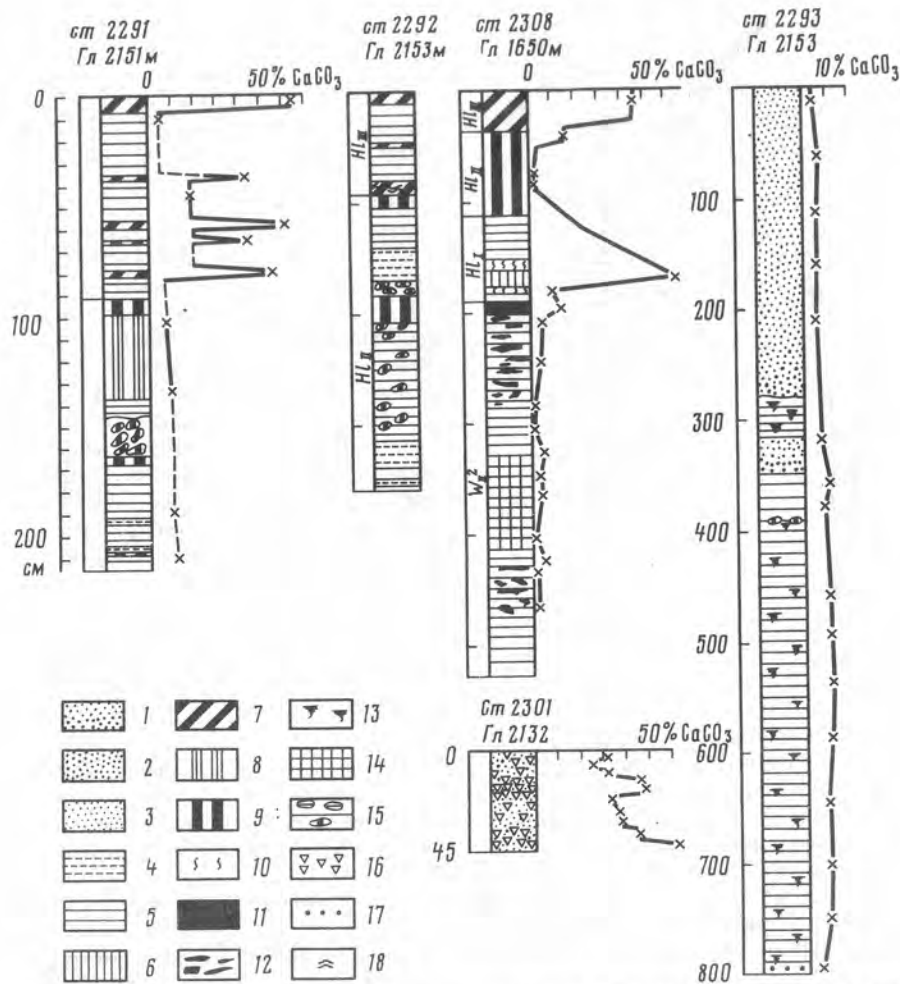
В составе глинистого вещества преобладает иллит, а среди карбонатов часто ведущую роль играет доломит. В качестве заметной примеси присутствуют сидерит и кальцит. Алевролиты и мергелистые отложения содержат мало ОВ (0,32–0,65% C_{org}) и SiO_{2am} (1,92–4,46%). В пределах кларка находятся в них содержания Fe, Mn, Ti, показывая обратные по знаку колебания в сравнении с $CaCO_3$. В изученных нами прослоях анкеритовых и анкерит-доломитовых пород (64–4, 20–22 см, 65–2, 52–56 см) Fe, Mn, Ti близки кларку. В них больше

Mn и меньше Ti по сравнению с окружающими осадками. Количественные колебания изученной группы микроэлементов незначительны. Обращают внимание относительно высокие содержания Rb в карбонатных отложениях из верхней части пачки. Их величины почти такие же, как и в прослоях целиком бескарбонатных осадков. Кроме того, по сравнению с пачкой IVb во всем разрезе больше Rb и Pb.

Пачки Va и Vb сложены черными уплотненными алевролитами с прослоями туффитовых песчаников, доломитов. В алевролитах обычно мало карбонатов (3,42–6,62% $CaCO_3$), ОВ (0,11–0,30% C_{org}) и SiO_{2am} (1,74–2,84%). Содержания Fe, Mn, Ti мало отличаются от кларков и меняются незначительно. В прослоях доломитов (70–5, 121–122 см, 73–1, 58–60 см) и анкеритовой породы (70–3, 104–107 см) содержания Fe и Ti понижены, а Mn — относительно повышены. Микроэлементы (Li, Rb, Cs, Pb, Sn, F, B) в алевролитах обнаружены в тех же количествах, что и в соответствующих отложениях пачки IVe. В мергелистых илах они несколько понижены, что связано с разбавляющим влиянием карбонатов.

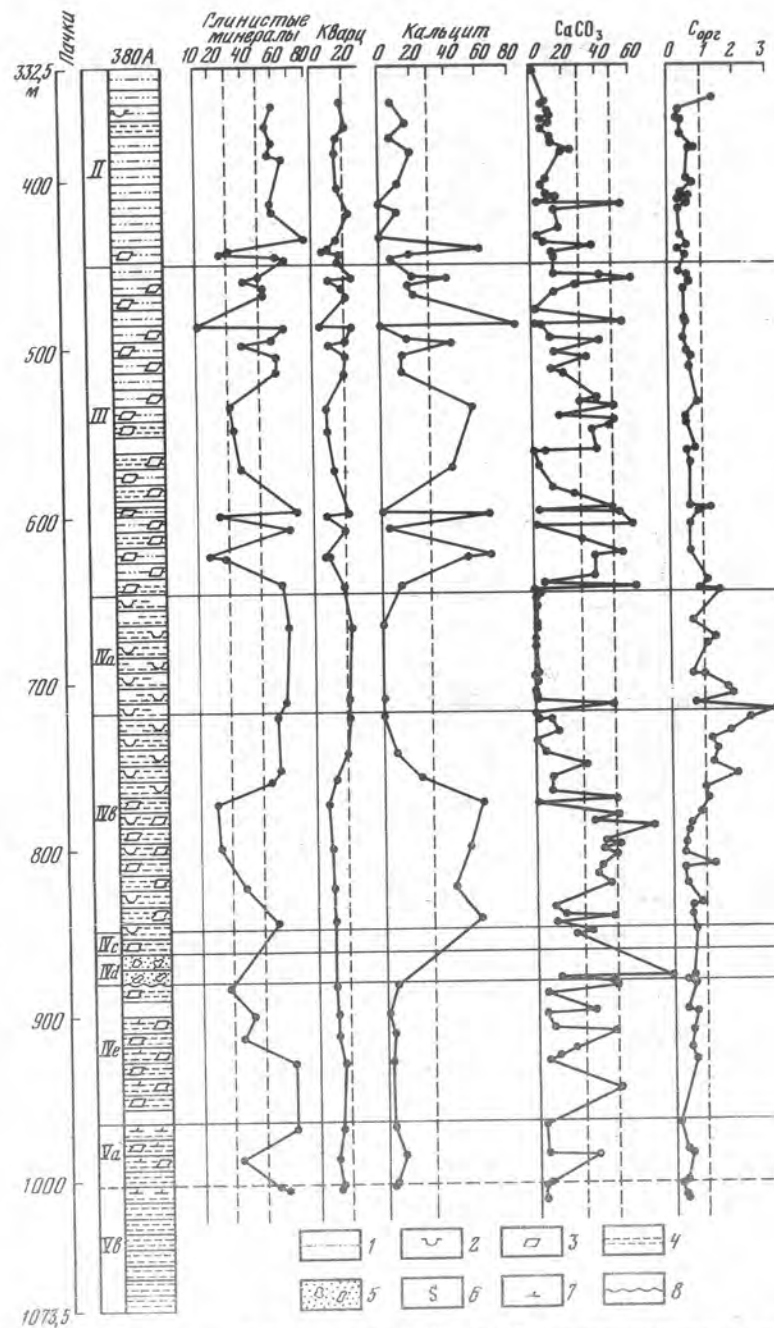
В целом по скв. 380А выявляются следующие геохимические особенности плиоценовых и миоценовых отложений.

1. Судя по средним величинам (табл. 15), ОВ и SiO_{2am} наиболее обогащены плиоценовые осадки (пачки IVa, IVb). Здесь обнаружены и максимальные содержания Fe и Mn. Фосфора больше в пачках II и IVb. Некоторое возрастание содержаний Rb обнаруживается в низах разреза плиоцена. Средние содержания F весьма изменчивы в стратиграфическом разрезе. Они несколько повышены в отложениях пачек II и III. Количественные колебания Li, Cs, Rb, Sn малы. В пересчете на обломочный материал в 6. Зак. 1295



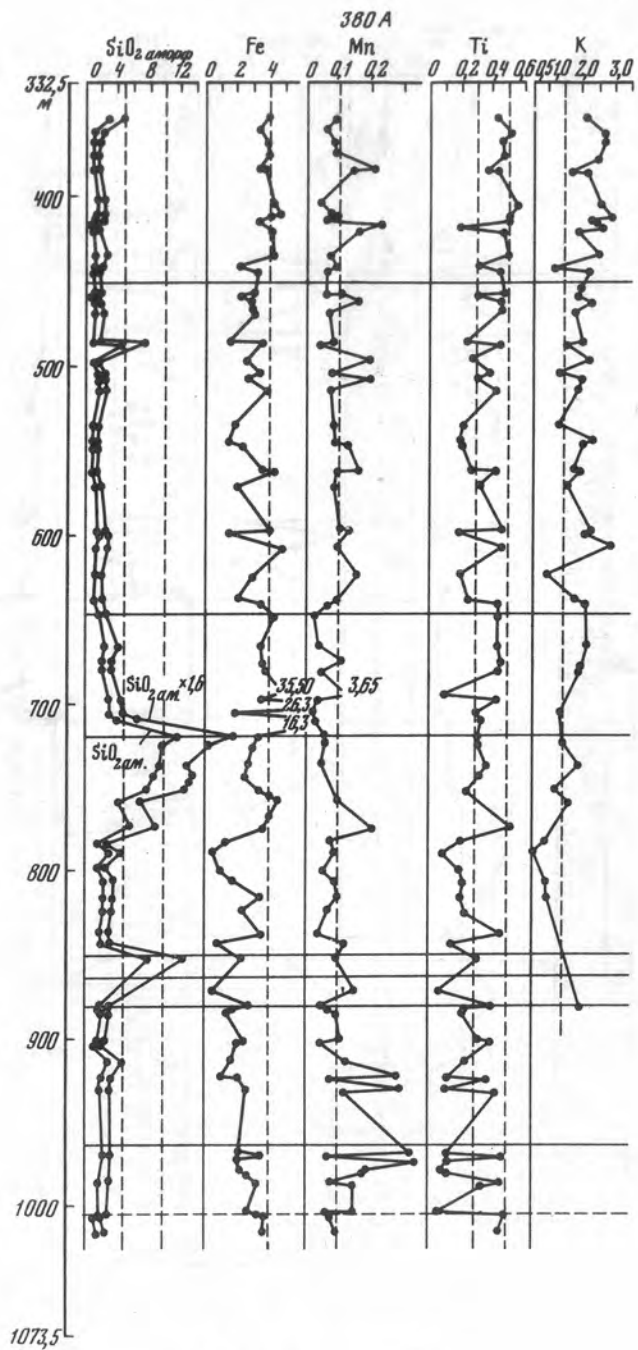
Р и с. 22. Литологический состав позднечетвертичных осадков и распределение в них CaCO_3 на станциях в районе скв. 379А

1 — турбидитовые осадки, 2 — бескарбонатные (<10% CaCO_3) пески, 3 — бескарбонатные крупные алевриты, 4 — бескарбонатные мелкоалевритовые илы, 5 — бескарбонатные и слабоизвестковые (10–30% CaCO_3) серые илы, 6 — голубовато-серые известковые (30–50% CaCO_3) илы, бедные ОВ, 7 — микрослоистые кокколито-вые илы (>50% CaCO_3 , 3–5% $\text{C}_{\text{орг}}$), 8 — бескарбонатные микрослоистые алеврито-пелитовые и пелитовые илы (1,5–2% $\text{C}_{\text{орг}}$), 9 — бескарбонатные микрослоистые сапропелевидные и сапропелевые илы (10–30% и более ОВ), 10 — слабокремнистые диатомовые илы (10–30% $\text{SiO}_2 \text{ ам}$), 11 — бескарбонатные и слабоизвестковые черные гидротроилитовые илы, 12 — прослои гидротроилитовых илов, 13 — примазки гидротроилита, 14 — бескарбонатные коричневые полосчатые пелитовые илы, 15 — осадки с линзообразной текстурой: а — линзы пелитовых илов, б — линзы сапропелевидных и сапропелевых илов, 16 — раковинный детрит, 17 — тонкие прослои алевритов, 18 — перерывы

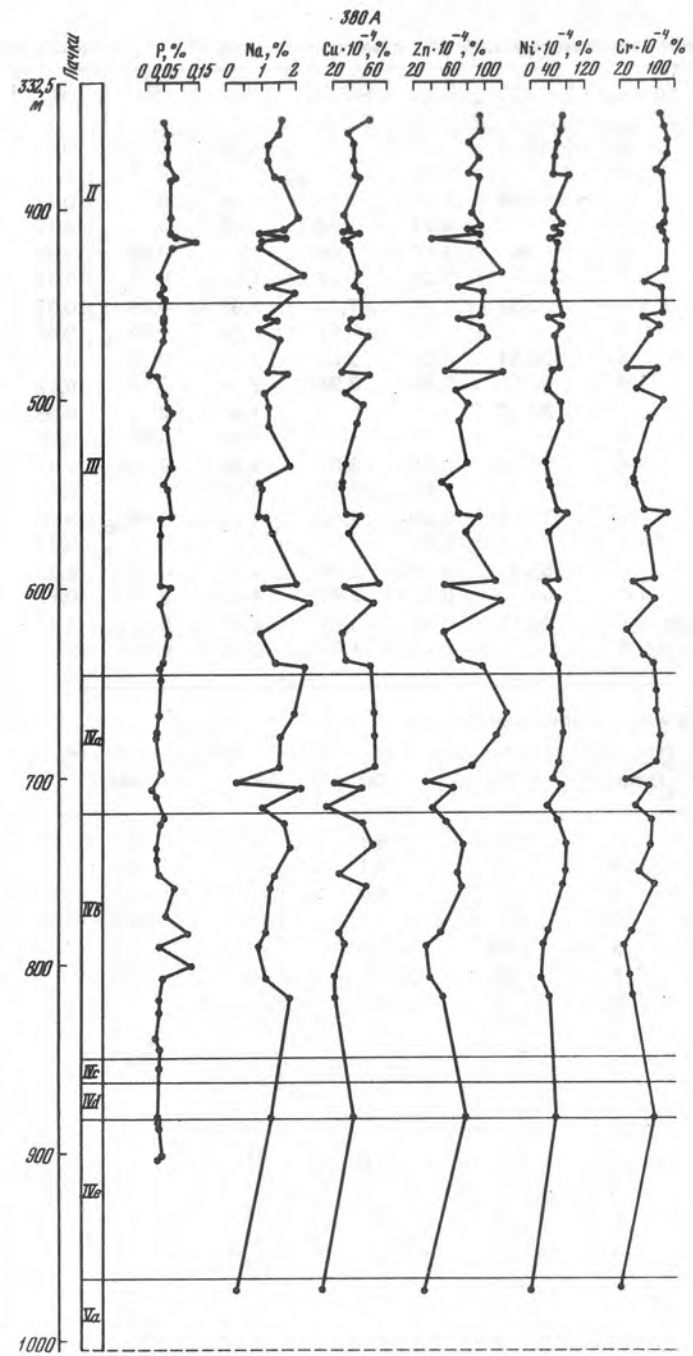


Р и с. 23. Литологический состав отложений скв. 380А и распределение в них основных минералов и химических макрокомпонентов и микроэлементов

1 — терригенные отложения, 2 — диатомеи, 3 — кальцитовые отложения, 4 — глины, 5 — песчано-гравийно-галечные отложения и брекчии, 6 — сидерит, 7 — доломит, 8 — седиментационный перерыв



Р и с. 23 (продолжение)



Р и с. 23 (окончание)

Таблица 15

Средние содержания макро- (%) и микроэлементов ($10^{-4}\%$) в пачках скв. 380А

Пачки	Осадок*	CaCO ₃	C _{орг}	SiO ₂ ам	Fe	Mn	Ti	P
II	а	13,17	0,49	2,13	4,74	0,10	0,44	0,07
	б	—	0,56	2,48	5,66	0,12	0,52	0,08
III	а	27,58	0,61	2,22	3,89	0,11	0,34	0,05
	б	—	0,84	3,12	5,64	0,16	0,49	0,07
IVa	а	6,86	1,14	7,65	10,29	0,76	0,36	0,14
	б	—	1,22	8,42	12,37	0,91	0,43	0,16
IVb	а	25,63	1,07	7,20	3,37	0,09	0,30	0,05
	б	—	1,44	9,97	5,18	0,14	0,46	0,08
IVc	а	28,04	0,64	2,80	3,49	0,10	0,32	0,04
	б	—	0,89	3,96	5,14	0,15	0,47	0,06
IVd	а	82,50	—	—	1,48	0,16	0,08	—
	б	—	—	—	8,46	0,91	0,46	—
IVe	а	24,96	0,51	3,02	2,92	0,13	0,30	0,04
	б	—	0,68	4,08	4,17	0,18	0,42	0,06
Va	а	15,12	0,29	2,45	3,66	0,19	0,26	—
	б	—	0,34	2,91	4,47	0,23	0,32	—
Vb	а	5,03	0,24	2,30	4,32	0,10	0,38	—
	б	—	0,25	2,43	4,68	0,11	0,41	—
Среднее	а	20,77	0,72	3,81	4,64	0,20	0,34	0,06
	б	—	0,91	4,89	6,28	0,27	0,46	0,08

Таблица 15 (окончание)

Пачки	Осадок*	Rb	Cs	Pb	Sn	F
II	а	63	5,1	16	1,8	712
	б	75	6,1	19	2,1	850
III	а	59	4,9	15	1,5	659
	б	85	7,1	22	2,2	955
IVa	а	80	5,0	19	2,1	730
	б	96	6,0	23	2,5	877
IVb	а	57	4,2	12	1,5	338
	б	88	6,4	18	2,3	520
IVc	а	—	—	—	—	550
	б	—	—	—	—	810
IVd	а	—	—	—	—	—
	б	—	—	—	—	—
IVe	а	84	5,3	19	1,9	430
	б	118	7,5	27	2,7	606
Va	а	87	5,1	14	1,5	570
	б	106	6,2	17	1,8	696
Vb	а	77	4,7	24	2,3	—
	б	83	5,1	26	2,5	—
Среднее	а	66	4,9	18	1,7	616
	б	89	6,6	22	2,3	833

* а — натуральный осадок; б — в пересчете на обломки осадка.

	K	Na	Cu	Zn	Ni	Co	Cr	Cd	Li
	2,30	1,46	43	88	62	11	109	< 4	30
	2,75	1,74	51	105	74	13	130	< 5	36
	1,95	1,32	43	79	55	11	81	< 4	34
	2,83	1,91	62	114	80	16	117	< 6	49
	1,60	1,53	51	79	65	9	87	< 5	36
	1,92	1,84	61	95	78	11	104	< 6	43
	1,53	1,43	40	56	57	13	68	< 4	21
	2,35	2,20	61	86	88	20	104	< 6	32
	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	2,12	1,36	45	79	64	—	184	< 4	32
	2,98	1,91	53	111	90	—	259	< 6	45
	0,46	0,39	11	32	< 10	20	32	< 4	28
	0,56	0,48	13	39	< 12	24	39	< 5	34
	—	—	—	—	—	—	—	—	20
	—	—	—	—	—	—	—	—	22
	1,91	1,39	43	77	57	11	77	< 4	30
	2,58	1,88	58	104	77	15	104	< 5	40

	B	Se	Mo	W	As	$\frac{Mo + 10Se}{Mn} \cdot 100$
	106	0,4	1,6	15	6,2	0,6
	127	0,5	1,9	18	7,4	0,7
	100	0,7	2,0	14	5,7	0,8
	145	1,0	2,9	20	8,3	1,1
	136	0,9	3,1	19	3,9	0,2
	163	1,1	3,7	23	4,7	0,2
	120	1,0	3,4	12	6,1	1,4
	184	1,5	5,2	18	9,4	2,1
	—	0,9	1,8	10	5,5	1,6
	—	1,3	2,7	15	8,1	2,3
	—	—	—	—	—	—
	—	—	—	—	—	—
	223	0,7	2,1	11	6,0	0,7
	314	1,0	3,0	15	8,4	1,0
	157	1,3	4,0	14	5,4	1,0
	192	1,6	4,9	17	6,6	1,2
	—	0,7	1,0	13	5,0	—
	—	0,8	1,1	14	5,4	—
	125	0,8	2,4	14	5,5	0,7
	169	1,1	3,2	19	7,4	0,9

Таблица 16

Средние содержания макро- (%) и микроэлементов ($10^{-4}\%$) в пачках скв. 381

Пачка	Оса- док*	CaCO ₃	C _{орг}	SiO ₂ ам	Fe	Mn	Ti	P
1	а	13,11	0,47	2,46	4,71	0,07	0,42	0,09
	б	—	0,54	2,86	5,64	0,08	0,50	0,11
1а	а	38,64	0,27	4,46	5,77	0,16	0,15	0,24
	б	—	0,44	7,33	10,24	0,28	0,27	0,42
3	а	9,23	1,02	10,38	7,95	0,58	0,38	0,05
	б	—	1,12	11,69	10,14	0,74	0,48	0,06
4	а	34,59	1,06	4,29	2,87	0,07	0,29	0,04
	б	—	1,62	6,78	4,86	0,12	0,49	0,07
5	а	29,18	3,10	7,02	2,61	0,05	0,26	0,07
	б	—	4,38	10,86	4,53	0,09	0,45	0,12
6	а	17,03	0,41	—	1,84	0,06	0,20	—
	б	—	0,49	—	2,24	0,07	0,24	—
7	а	0,77	0,84	2,00	4,66	0,08	0,56	—
	б	—	0,85	2,05	4,88	0,08	0,59	—
8	а	2,42	1,08	1,68	4,37	0,06	0,54	—
	б	—	1,11	1,76	4,66	0,06	0,58	—
9	а	7,69	0,92	2,05	7,56	0,11	0,47	0,06
	б	—	1,00	2,26	8,55	0,12	0,53	0,07
Сред- нее	а	16,04	1,11	5,25	4,70	0,17	0,36	0,07
	б	—	1,32	6,42	6,14	0,22	0,47	0,09

* а — на натуральный осадок; б — в пересчете на обломочное вещество.

осадках пачки III повышены содержания Cu, Zn, Ni, Co, Li, Rb, F и др. микроэлементов по сравнению с пачкой II.

2. Содержания большинства микроэлементов не испытывают закономерных изменений при смене типов осадков. Они несколько понижаются при повышении карбонатности и кремнистости осадков.

3. Соотношения средних содержаний изученных элементов по пачкам с кларками индивидуальны для каждого из них. Среднее содержание Fe и Mn обычно больше кларка. Они резко превышают K_0 в отложениях пачки IVa, что сопряжено главным образом с образованием сидерита и, возможно, родохрозита. Средние содержания остальных элементов близки K_0 (но чаще ниже).

4. В плиоценовых и миоценовых отложениях по сравнению с кларками осадочных пород заметно понижены содержания Ti, P, Li, Rb (резко), Sn (многократно). Исключение составляют лишь Fe, Mn, содержания которых больше K_0 . Большинство изученных элементов найдены в количествах, близких их содержаниям в средних и кислых породах. Эти особенности указывают на интенсивную аккумуляцию здесь продуктов разрушения массивов средних и кислых пород (как и в скв. 380).

Скважина 381. Нами были изучены отложения, возраст которых — от плейстоцена до верхов неогена. Данные лабораторных химических исследований подтвердили правильность выделения пачек.

Пачка I представлена в основном тонкодисперсными терригенными глинистыми илами с содержанием фракции < 0,01 мм до 92,12%. Содержание CaCO₃ непостоянно (от 0,00 до 36,50%), но в целом оно возрастает

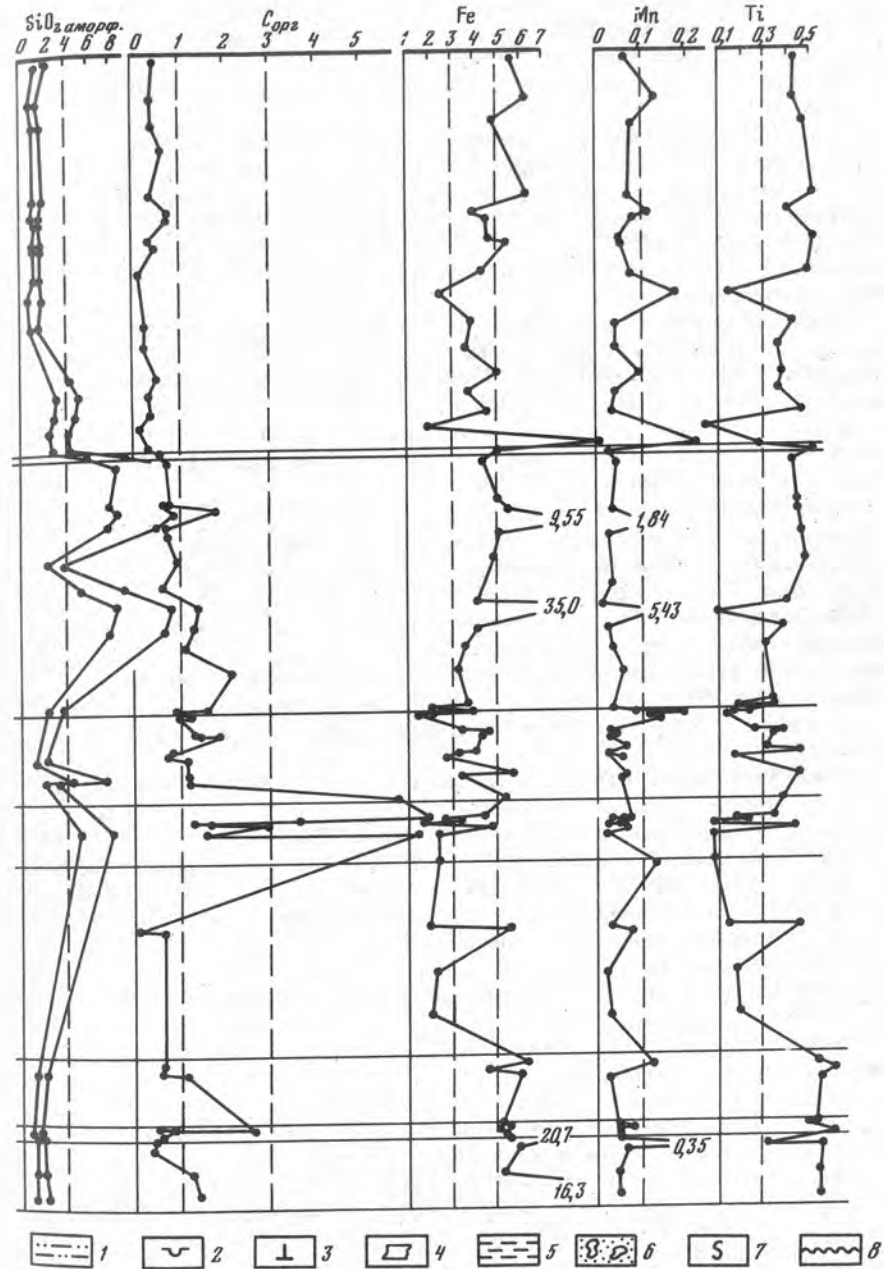
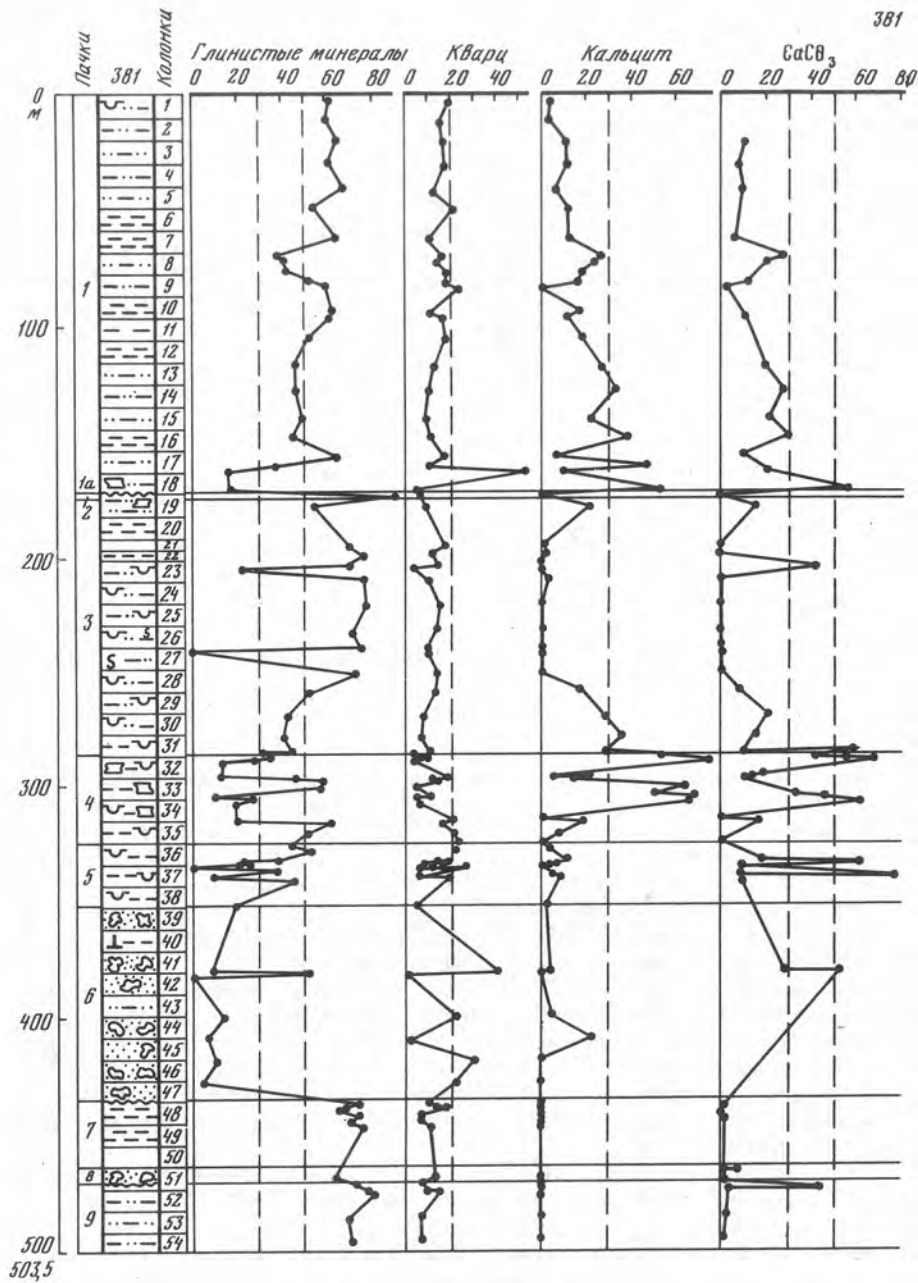
	Ni	Co	Cr	V	Li	Rb	Cs	Pb	Sn	F
61	13	79	142	34	94	6,5	13	1,3	430	
80	16	95	170	41	113	7,8	16	1,6	515	
45	6	52	—	28	65	6,2	7	1,0	500	
80	11	92	—	50	115	11,0	12	1,8	887	
94	28	129	173	57	130	8,2	20	2,0	670	
120	36	165	220	73	166	10,5	26	2,6	855	
49	10	61	122	39	102	7,1	11	1,7	410	
83	17	103	207	66	173	12,0	19	2,9	695	
80	15	87	160	43	175	9,0	18	1,4	600	
139	26	151	278	75	304	15,6	31	2,4	1042	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
135	23	165	165	65	175	11,0	25	2,4	485	
141	24	173	173	68	183	11,5	26	2,5	507	
130	22	130	140	58	190	11,0	28	2,4	580	
139	23	139	149	62	203	11,7	30	2,6	619	
123	22	156	160	45	180	10,0	22	2,1	550	
139	26	176	181	51	203	11,3	25	2,4	622	
87	19	109	154	44	121	7,8	16	1,7	522	
114	25	143	201	58	158	10,2	21	2,2	682	

тает сверху вниз. В этом направлении понижается содержание C_{орг}, которое в целом довольно низкое (в среднем 0,47%). Аморфного кремнезема мало — обычно < 3,0%. Однако в самом низу пачки его количество возрастает до 5,41%. Средние содержания Fe, Ti, Mn и некоторых других элементов в отложениях пачки более высокие, чем их кларки в осадках морей и океанов (табл. 12, 16). В связи с тем, что к низу пачки увеличивается примесь CaCO₃, содержания Fe, Ti, некоторых малых элементов уменьшается (рис. 24).

Пачка 1а геохимически заметно отличается от пачки 1. Во-первых, осадки пачки 1а более грубозернисты (пески, крупные алевриты), во-вторых, они более известковисты. В них мало глинистых минералов, много кварца и полевых шпатов или аутигенных карбонатов. Это обуславливает и различное содержание в осадках всех остальных компонентов и элементов. В них несколько понижены (по сравнению с низами пачки I) содержания SiO₂ам и C_{орг}.

В кварцевых песках (18–2, 0–15 см) заметно понижены содержания всех изученных нами элементов, за исключением Mn. Характерно, что в данном прослое среди карбонатов преобладает арагонит. Это обстоятельство, а также наличие большого количества кварца, говорят в пользу того, что пески образовались вследствие накопления мелководного осадочного материала.

В прослое известковых хемогенно-диагенетических мелкоалевритовых илов (19–1, 0–15 см) резко повышены содержания CaCO₃ (56,78%), Fe (9,66%), Mn (0,22%), но понижены содержания Ti и других



Р и с. 24. Литологический состав отложений скв. 381 и распределение в них основных минералов и химических макрокомпонентов и микроэлементов

1 — терригенные отложения, 2 — диатомеи, 3 — навоилы, 4 — кальцитовые отложения, 5 — глины, 6 — песчано-гравийно-галечные отложения, брекчии, 7 — сидерит, 8 — седиментационные перерывы

элементов, ассоциирующих с глинистым веществом. Высокие содержания Fe и Mn здесь обусловлены скоплением аутигенных железистых карбонатов: кроме кальцита обнаружены также анкерит (?) и сидерит (последний в данной пробе составляет 6%).

Образцы из маломощной пачки 2 не были получены для лабораторного анализа.

Пачка 3 представлена переслаиванием диатомовых глинистых и карбонатных илов. Наличие резкой слоистости обуславливает своеобразный химический состав осадков пачки, а также распределения элементов. Содержание CaCO_3 находится в пределах от 0 до 42,25%, а содержания $\text{SiO}_{2\text{ам}}$ и $\text{C}_{\text{орг}}$ заметно повышены — до 13,87 и 1,70% соответственно. Эти данные позволяют выделить прослой слабоскремнистых диатомовых илов, обогащенных ОВ.

Очень характерным для данной пачки является наличие двух карбонатных прослоев с максимальными для всего Черного моря содержаниями Fe (19,55 и 35,00%) и Mn (1,84 и 5,43%). Среди карбонатов здесь резко преобладают хемогенно-диагенетические их типы: в колонке 27 обнаружен прослой сидеритовой породы (в этой колонке найдено 35,0% Fe и 5,43% Mn). В осадках пачки из микроэлементов заметно повышены содержания V, Cr, Ni, Co.

Пачка 4 представлена тонкослоистыми диатомовыми карбонатными отложениями. Для них очень характерна неравномерность химического минерального состава (в особенности, глинистого вещества и кварца). Содержание CaCO_3 колеблется в пределах 0,00–72,05%, $\text{C}_{\text{орг}}$ —0,48–1,64%. Содержание $\text{SiO}_{2\text{ам}}$ в целом ниже, чем в пачке 3. Резкая слоистость осадков, неодинаковые содержания CaCO_3 , $\text{SiO}_{2\text{ам}}$ и $\text{C}_{\text{орг}}$ обуславливают очень неравномерное распределение и различных минералов, и также Fe, Mn, Ti и др. (рис. 24). В целом содержания этих металлов в натуральных осадках низкие (в среднем 2,87, 0,07 и 0,29% соответственно).

Пачка 5 необычна как по литологическому, так и по гранулометрическому составу. Осадки содержат от 0 до 81,84% CaCO_3 . Очень характерны: 1) высокие содержания $\text{C}_{\text{орг}}$ (до 6,56%), причем эти содержания в большинстве случаев находятся в обратной корреляционной связи с содержаниями CaCO_3 . 2) повышенные содержания $\text{SiO}_{2\text{ам}}$ (до 8,27%). Содержания Fe, Mn, Ti и малых элементов в целом низкие, но распределены они очень неравномерно и находятся в обратной корреляционной связи с CaCO_3 . Среди карбонатов резко преобладает арагонит, представленный в виде игольчатых кристаллов (рис. 12).

Пачка 6 представлена тонкослоистыми алевролитами, брекчиями и песчаниками с карбонатным цементом. Частичное геохимическое изучение осуществлено для брекчий и песчаников. Содержания $\text{C}_{\text{орг}}$, Fe, Mn, Ti в них низкие, особенно мало Fe (0,98–1,39%). Содержания его повышаются лишь в одном прослое (42–1, 140–145 см).

Пачка 7 состоит из тонкослоистых плотных, часто алевритистых глин (алевролиты). Глины почти совсем лишены карбонатов (0,00–1,00% CaCO_3). Однако в них найдены относительно заметные количества $\text{SiO}_{2\text{ам}}$ (1,98–2,02%) и $\text{C}_{\text{орг}}$ (0,69–1,12%). Содержания различных металлов — обычные для терригенных илов.

Отложения пачки 8 представлены брекчированными плотными алевритово-пелитовыми и мелкоалевритовыми илами (37,97–48,16% фракции < 0,01 мм). Минеральный, а также химический составы почти такие

же, что и в осадках пачки 7. Лишь в пробе 51–3, 6–8 см было найдено 2,71% $\text{C}_{\text{орг}}$.

Пачка 9 представлена плотными терригенными тонкослоистыми алевролитами с весьма низкими содержаниями CaCO_3 (1,00–6,50%). Содержания микроэлементов (Ni, Cr, Co, V, Rb, Cs), а также Fe повышены. Прослой 52–2, 62–63 см состоит, видимо, из железистых карбонатов: в нем найдено до 20,70% Fe и 0,35% Mn, а CaCO_3 составляет 43,96%.

В целом по скв. 381 выявлены следующие геохимические особенности отложений:

1) Судя по средним величинам (табл. 16), отложения в изученном разрезе состоят из чередующихся слабокарбонатных и карбонатных пачек. Основная часть миоцена (пачки 7–9) представлена бескарбонатными отложениями. Плиоценовые отложения (пачки 3–5) обогащены ОВ и аморфным кремнеземом (диатомовыми илами). В пачке 3 встречаются также максимальные для скважины содержания Fe, Mn, что связано главным образом с образованием карбонатов типа манганосидерита в процессе диагенеза. Кроме того, в ней повышены содержания Co, Cr, V, F.

Пачка 6 (песчаники и брекчии) отличается весьма низкими содержаниями Fe, Mn, Ti. Бескарбонатные пачки миоценовых отложений, сложенные алевролитами (пачки 7 и 9) и брекчированными осадками (пачка 8), характеризуются повышенными содержаниями Ti, Ni, Cr, Rb. Содержания Ni, Cr и Sn равны $K_{\text{осн}}$. В одной пробе пачки 9 существенно повышены содержания Fe (главным образом за счет железистых карбонатов).

2) Соотношения средних содержаний элементов в пачках с кларками в осадочных породах для подавляющего большинства элементов весьма изменчивы: то они больше, то равны, то меньше K_0 . Лишь содержания Sn по всему разрезу в 5–10 раз меньше K_0 и близки $K_{\text{ср}}$.

В пачках 7,8,9 средние содержания элементов, повышенных по отношению к K_0 (табл. 12), приближаются к их кларкам в основных породах ($K_{\text{осн}}$).

Соотношения средних содержаний элементов с K_0 показывают, что осадочный материал в нижнем плейстоцене и плиоцене формировался в основном за счет продуктов выветривания средних и кислых пород, а в остальной части разреза (миоцен) существенную роль играли также продукты разрушения основных пород.

ГЕОХИМИЯ ОТДЕЛЬНЫХ МАКРОКОМПОНЕНТОВ И ЭЛЕМЕНТОВ

1. КАРБОНАТЫ

В современных глубоководных осадках Черного моря найдено до 75% CaCO_3 . Ареалы высоких их содержаний приурочены к халистатическим областям [2,134], где они почти нацело состоят из кокколитового кальцита. По периферии глубоководной впадины, а также в центральной области между Крымом и Турцией, включая и районы скважин, их содержания понижены (10–30%), а основная часть карбонатов представлена кокколитовым кальцитом. В качестве небольшой примеси присутствует обломочный кальцит, доломит и арагонит [142]. Как следует из

Таблица 17

Средние содержания CaCO_3 , SiO_2 ам и $\text{C}_{\text{орг}}$ в осадках скважин

Скважина	Осадок*	CaCO_3	
		1	2
379А	а	0,00–73,80	17,48
	б	—	—
380	а	0,85–41,48	12,40
	б	—	—
380А	а	0,00–82,50	20,77
	б	—	—
381	а	0,00–81,84	16,04
	б	—	—
Все скважины	а	0,00–82,50	—

* а — натуральный осадок; б — в пересчете на обломочный материал; 1 — пределы значений, 2 — среднее.

данных Мюллера и Стоффера [123], в районах распространения богатых ОВ наноилов встречены игльчатые, рисоподобные зерна арагонита, которые имеют неорганическое происхождение [110].

В разрезах скважин выявляются как сходные, так и отличительные черты по степени обогащения осадков карбонатами (табл. 17), а в особенности по их составу. В каждой из скважин это проявляется по-разному.

Скважина 379А. 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 величинами. В единичных случаях CaCO_3 превышает 50%.

В распределении CaCO_3 в ледниковых пачках характерны частые небольшой амплитуды колебания. Амплитуды существенно больше в межледниковых и межстадиальных сериях. Здесь часто встречаются наиболее низкие, а в некоторых из них (7 и 9) — и максимальные величины.

Судя по данным дифрактометрического и микроскопического анализа [143], карбонаты во всем разрезе четвертичных осадков скв. 379А представлены главным образом кальцитом (рис. 8А, Б, Е). В качестве небольшой примеси (до 3–4% от кристаллической фазы) присутствует доломит, который преобладает чрезвычайно редко (например, в пробе 8–1, 9–11 см).

Доломит обычно присутствует при малых и повышенных (до 40%) содержаниях кальцита. Он не встречен при содержаниях кальцита выше 50%. В единичных прослоях илов межледниковой пачки 5, обогащенных $\text{C}_{\text{орг}}$, помимо кальцита, встречен арагонит (11–5, 24–25 см; 11–5, 37–38 см; 11–5, 53–55 см) в содержаниях от 4,6 до 13,2%. Характерно, что доломит там отсутствует, а арагонит представлен игльчатыми рисовидными зернами, что свидетельствует о хемогенной его природе (рис. 12, А).

Таким образом, в скв. 379А встречены прослои, где карбонаты состоят либо из кальцита, либо из кальцита с небольшой примесью доло-

SiO_2 ам		$\text{C}_{\text{орг}}$	
1	2	1	2
1,60–9,25	2,60	0,24–6,00	0,66
—	3,20	—	0,80
0,62–13,15	2,62	0,18–1,94	0,66
—	3,03	—	0,75
1,02–18,99	3,81	0,08–3,18	0,72
—	4,89	—	0,91
0,40–13,67	5,25	0,12–6,56	1,11
—	6,42	—	1,32
0,40–18,99	—	0,08–6,56	—

мита, либо из кальцита и арагонита. Первые два типа распространены повсеместно, а третий лишь в отложениях последнего межледниковья.

Прослои с высокими содержаниями кальцита (> 50%) единичны и приурочены к межледниковым сериям (29–5, 107–112 см, пачка 7; 57–5, 130–132 см, пачка 9). Остальные прослои с меньшими содержаниями кальцита, видимо, представлены большей частью обломочным кальцитом. В качестве примеси в ряде случаев оптически диагностирован хемогенный кальцит.

Скважина 380. Содержания карбонатов в разрезе четвертичных осадков низкие (чаще ниже 15%). Лишь в верхней пачке Ic встречаются величины, превышающие 20%, а единично — и прослои с содержаниями выше 40% (2–1, 62–67 см).

Содержание CaCO_3 и характер его изменений примерно один и тот же, как в ледниковых, так и в межледниковых пачках.

Минеральный состав карбонатов существенно отличается от карбонатов скв. 379А, но в вертикальном разрезе осадков не испытывает резких изменений. В составе карбонатного материала, помимо кальцита, почти постоянно и, как правило, в повышенных количествах присутствует доломит. Лишь в пачке Ig и глубже встречаются прослои, где доломита не обнаружено, и карбонаты представлены исключительно кальцитом.

Нередки прослои, где доломита больше, чем кальцита. Единичны прослои, представленные только доломитом. Другой отличительной чертой является спорадическое присутствие сидерита в нижней части разреза скважины, начиная с пачки Ig. Он встречается совместно с кальцитом и доломитом, имея обычно подчиненное значение. Редко его больше, чем доломита. В верхней пачке Ic встречаются прослои, где, помимо кальцита и доломита, присутствует также арагонит, причем его содержания почти такие же, как у кальцита и доломита.

Скважина 380А. Количественное распределение карбонатов в этой скважине весьма сложное. Своеобразен и их минеральный состав. В пер-

вую очередь это относится к разрезу плиоценовых осадков, которые не вскрыты в предыдущих скважинах. Для них характерно чередование высококарбонатных со слабокремнистыми и бескарбонатными пачками (с почти нулевыми содержаниями CaCO_3).

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. Прослой с высокими содержаниями CaCO_3 состоит почти нацело из кальцита и содержат совсем небольшую примесь сидерита (до 3,3%). Появление или исчезновение как доломита, так и сидерита не обнаруживает связи ни с количественными колебаниями CaCO_3 , ни $\text{C}_{\text{орг}}$.

В ледниковой серии эоплейстоценовых осадков (пачка III) картина существенно меняется, карбонаты здесь представлены главным образом кальцитом. Сидерит присутствует спорадически, 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 (до 83,7% от кристаллической фазы). Прослой с высокими содержаниями карбонатов почти нацело состоит из кальцита.

В плиоценовых отложениях наблюдается неоднократное чередование пачек с высокими и низкими (почти нулевыми) содержаниями карбонатов. Как и в пачке 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 содержания достигают 11,4%. Обнаружены также прослой литифицированных сидеритов в колонках 40, 41 и др.

Один из сидеритовых прослоев (40—2, 148—149 см) 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 пачках этой скважины: кальцит—доломит—арагонит с преобладанием арагонита. В других карбонатных илах полностью доминирует доломит. В илах, где содержания CaCO_3 ниже 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-микрзернисто-пелитоморфной (неравнозернистой) струк-

туры, состоящих из кальцита—доломита (64—4, 20—22 см), кальцита с примесью анкерита (65—2, 52—56 см), доломита (69—3, 72—74 см). 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 прослой осадков, сложенные глинистым доломитом (70—5, 121—122 см; 73—1, 58—60 см; 74—3, 107—109 см). Как показали наблюдения под микроскопом (рис. 13, Б), они все характеризуются микрзернистой (неравнозернистой) 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.

Скважина 381. Плейстоценовые отложения здесь характеризуются резкими и частыми колебаниями содержаний CaCO_3 . Верхний предел величин, как правило, не превышает 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 пачке 1 залегают единичные прослой литифицированных карбонатных осадков. Один такой прослой нами изучен (12—2, 15—16 см). Это тонкослоистый доломитовый известняк (рис. 13, В), состоящий из светлого и грязно-бурого прослойков, причем бурый слабо вскипает при реакции с 5% HCl . Светлый прослой представляет собой смесь кальцита и доломита. В иммерсионных препаратах уверенно диагностируются чистые монокристаллы доломита неправильной формы и ромбоздры.

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

В плиоценовых отложениях характер изменения CaCO_3 подобен скв. 380А, т.е. неоднократно почти бескарбонатные пачки сменяются высококарбонатными. Верхний предел величин достигает 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%) (23—4, 92—94 см; 27—3, 77—79 см), образуя сидеритовые осадки (рис. 10, Д). В шлифе, изготовленном из прослоя 27—3, 77—79 см по реликтовой структуре нами установлено, что сидеритовые осадки здесь возникли в результате полного замещения сидеритом диатомового ила. Сохранились лишь единичные скелеты диатомей (рис. 13, Г). В прослоях слабокарбонатных и карбонатных илов основную роль играет кальцит. В качестве примеси иногда присутствует сидерит.

В пачке 4 преобладают карбонатные и высококарбонатные илы (30—50% и $> 50\%$ CaCO_3). Встречаются также прослой с низкими и почти нулевыми содержаниями CaCO_3 . Среди карбонатных и высококарбо-

натных илов имеются разности, обогащенные и бедные ОВ; некоторые прослои также обогащены диатомовым кремнеземом. По сравнению с пачкой 3 здесь резко возрастают количества кальцита, встречаются прослои, обогащенные сидеритом и арагонитом. Так, в прослоях высококарбонатных илов (33—1, 126—128 см; 33—4, 120—135 см), 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 осадки весьма обогащены арагонитом, 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% $\text{C}_{\text{орг}}$), но при постоянном обогащении осадков диатомовым кремнеземом. Как правило, помимо арагонита, который чаще всего резко преобладает, в осадках пачки 5 обнаружены так же кальцит и спорадически доломит. Максимальные содержания арагонита (70,7—77,8%) встречены в бедных ОВ илах. Здесь определены химически максимальные содержания CaCO_3 (37—2, 12—14 см; 37—5, 56—58 см).

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

Как показало изучение в шлифах проб 42СС, 44СС, 45СС, 46СС, 47СС, в пачке 6 (рис. 13, Д, Е, 17), сложенной литифицированными грубообломочными и крупнозернистыми отложениями (брекчия, мелкогалечниковые конгломераты, песчаники), цемент, как правило, представлен мелкозернистым (неравномернозернистым) доломитом, сильно корродирующим обломочный материал (кварц, полевые шпаты, плагиоклазы, обломки пород).

В нижележащих осадках (пачки 7—9), представленных алевролитами 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 (43,96%, 52—2, 62—63 см), минеральный состав которого не изучен.

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

1) В подавляющей части разрезов 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. 379А (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 наблюдается и в эоплейстоценовых осадках скв. 380А и в плейстоцен-эоплейстоценовых отложениях скв. 381. Если в содержаниях CaCO_3 четвертичные осадки скв. 379А 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 чередование пачек осадков с весьма высокими (до 81%) и весьма низкими (почти нулевыми) содержаниями CaCO_3 , не наблюдаемыми в четвертичных осадках. Кроме того, появляются прослои, сложенные глинистым доломитом, доломитом с примесью кальцита, сидеритом, а также обогащенные и почти нацело 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 правило, как низкие, так и повышенные количества органического вещества. Этот комплекс изменчив, что в известной мере контролируется содержаниями $\text{C}_{\text{орг}}$: там, где они заметно ниже 1% арагонит найден в максимальных содержаниях (скв. 381, 37—2, 12—14 см). При более высоких содержаниях $\text{C}_{\text{орг}}$ в диатомовых илах арагониту сопутствуют кальцит и доломит.

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

В четвертичных глубоководных осадках кальцит является главным образом обломочным. На это указывает постоянное его присутствие в осадках и сравнительная равномерность его распределения. Лишь в межледниковых пачках существенную роль играет также и биогенный кальцит, в особенности, в скв. 379А, где встречены прослои, сложенные кокколитовым материалом (см. рис. 7). 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 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 [99, 101]. Нет оснований исключать этот процесс из остальной части разреза, тем более, что под микроскопом часто наблюдаются чистые прозрачные монокристаллы карбонатов неправильной и ромбоздральной формы.

В четвертичных осадках арагонит встречен в верхней части разреза. В скв. 379А он 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 залегают в отложениях последней ледниковой эпохи (пачка 1с). Эти илы бедны ОВ, но относительно обогащены (?) диатомеями по сравнению с окружающими осадками. Арагонит здесь найден в сочетании с доломитом и кальцитом. Его почти столько, сколько и других карбо-

натных 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 появление 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 есть следствие лишь разнообразия диагенетических процессов.

Поскольку арагонит является малостабильным минералом, но может сохраниться после выпадения из иловых растворов лишь в тех случаях, когда поровые воды пересыщены карбонатом кальция. Это и наблюдается в скв. 380, 380А, 381, а также в верхах скв. 379А.

В скв. 379А в четвертичных осадках доломит присутствует не всегда и притом в малых количествах. В скв. 380 он встречается практически повсеместно и в количествах, почти равных кальциту, а в ряде прослоев — и больше. Лишь в нижнеплейстоценовых осадках скв. 381 и в зоплейстоцене (скв. 380А, 381) его обычно существенно меньше, чем кальцита, и встречается 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 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 распределения доломита в разрезе и характер сочетания с другими минералами указывают на диагенетическую природу основной части доломита. Это подтверждается микроскопическими наблюдениями (в шлифах и мазках).

В разрезе четвертичных осадков скв. 379А 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 содержания сидерита. Он встречается совместно либо с кальцитом, либо с доломитом и кальцитом, очень редко — только с доломитом. Имеются прослои, нацело состоящие из сидерита.

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 (рис. 13, Г). Обращает внимание отсутствие параллели в образовании доломита и сидерита, а также их локализация в отдельных прослоях плиоценовых осадков.

Полученные данные [131] показывают, что 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.

Участниками 42Б рейса было подмечено, что сидерит появляется в

осадках лишь на уровне, где имеется резкое понижение в иловых водах концентраций Mg^{2+} , а также Ca^{2+} (1–56 колонки в скв. 380А, 330–850 м), причем количественные содержания обеих этих катионов почти сравниваются. Выше этого уровня иловые (0–330 м, скв. 380) воды существенно обогащены Mg^{2+} и несколько меньше Ca^{2+} . На этом интервале, как было показано выше, распространены кальцит и только спорадически доломит и сидерит. Глубже (колонки 57–71, скв. 380А, 855–1000 м) кривая концентраций 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 молекулу. Недостаток Ca^{2+} и Mg^{2+} обнаружился в средней части, отчего некоторое количество гидрокарбонатов смогло быть связано и в молекулу железистых карбонатов.

Образование сидеритовых прослоев возможно лишь в том случае, когда в осадках обменных Ca^{2+} и Mg^{2+} исчезающе мало. А их мало, по всей видимости, там, где биогенный осадок 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 [101], что в процессе раннего диагенеза начинается метаморфизация поровых вод: изменение анионного и катионного составов, в результате чего появляются поровые бессульфидные воды хлоридно-натрий-кальциевого типа и создаются первые предпосылки для выпадения из растворов диагенетических карбонатов. Вот как О.В. Шишкина [101, 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 тоще осадков, к понижению концентраций Ca^{2+} . Диффузия ионов, в том числе Na^+ и Mg^{2+} , из иловых вод верхних слоев осадка, где их концентрации выше, в нижние слои приводит к выветриванию Ca^{2+} из поглощающего комплекса в иловую воду, где он и накапливается. Поступивший 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 плейстоцене и в 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, образовались сидеритовые конкреции. Такое представление по крайней мере сделано, при изучении древних конкреций [16]. Избыток CO_2 , необходимый для образования железистых карбонатов, мог появиться в результате жизнедеятельности бактерий, разлагающих органическое вещество.

Очень характерно, что процесс образования хемогенно-диагенетических карбонатов в осадках скважин зашел так далеко, что они начинают замещать различные обломочные минералы и, в первую очередь, полевые шпаты.

Как следует из сводки Дж.М. Фридмена и Дж.И. Сендерс [89], имеется 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 отношении Mg/Ca путем превращения кальцита и арагонита в доломит по следующей реакции [106]: $\text{Mg}_{\text{раств}}^{2+} + 2\text{CaCO}_3 \rightleftharpoons \text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 + \text{Ca}_{\text{раств}}^{2+}$.

Ион кальция при этом мог связываться в виде гипса (этот сульфат встречен и в черноморских осадках). Доломит и гипс являются минералами-антагонистами. По мнению Дж.И. Фридмен и Дж.И. Сендерс [89, 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 железа и самородной серы, 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 сера, вероятно, удалялась в результате растворения. В тех местах, где образуется много доломита, гипс представляет несущественную фазу, хотя продукт его деградации развиты очень широко". Как показано выше, в осадках изученных скважин 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.

2. АМОРФНЫЙ КРЕМНЕЗЕМ

В современных глубоководных осадках $\text{SiO}_{2\text{ам}}$ мало (1–5%). Мало мощные прослойки, сильно обогащенные диатомовым кремнеземом, встречены лишь в некоторых частях разреза голоценовых осадков материкового склона западной халистатической области [97]. В осадках скважин найдено от 1,02 до 18,99% $\text{SiO}_{2\text{ам}}$, а в пересчете на ббв — от 1,58 до 22,64%.

В осадках скв. 379А содержания $\text{SiO}_{2\text{ам}}$ колеблются в незначительных пределах — 1,60–9,25% (табл. 17). Это говорит о слабой роли диатомового фитопланктона в осадкообразовании данного района на протяжении всего четвертичного периода.

В скв. 380 в четвертичных осадках кремнезем распределен довольно равномерно и его содержания колеблются главным образом в пределах 1,5–3,0%. Имеются два пика повышенных (6,05%) и высоких

(13,15%) содержаний этого компонента, которые приурочены к межледниковым отложениям (рис. 20).

В осадках скв. 380А наиболее обычные пределы содержаний этого компонента — 1,5–4,0%. Содержание $\text{SiO}_{2\text{ам}}$ заметно возрастает (рис. 23) в осадках плиоцена (пачки II, III, IVb и IVc).

В скв. 381 найдено до 13,67% $\text{SiO}_{2\text{ам}}$. В пачках 1–2 $\text{SiO}_{2\text{ам}}$ мало, хотя количество и возрастает книзу. В пачках 3, 4 и 5 обнаружено четыре прослоя осадков, обогащенных этим компонентом. Как правило, эти прослои характеризуются минимальными содержаниями CaCO_3 и повышенными ОВ. В целом картина распределения $\text{SiO}_{2\text{ам}}$ здесь сходна с картиной его распределения в скв. 380А.

3. ОРГАНИЧЕСКИЙ УГЛЕРОД

В современных осадках содержания $\text{C}_{\text{орг}}$ колеблются в весьма широких пределах — от 0,5–1 до 5–6% [134]. Максимальные величины приурочены к халистатическим областям. В современных осадках в районе скв. 379А найдено менее 1% $\text{C}_{\text{орг}}$, в районе скв. 380 — 1–2%.

Подавляющая часть ОВ — планктонная, и обязана она своим происхождением динофлагеллятам, в меньшей степени — кокколитофоридам.

По данным Херста [115], по колонкам 1432 и 1462 голоценовые осадки поблизости от района скв. 379А содержат ряд прослоев, где $\text{C}_{\text{орг}}$ составляет от 5 до 12,30%. Все они сосредоточены в древнечерноморских (среднеголоценовых) горизонтах. В нижнеголоценовых (поздненовоэвксинских) осадках $\text{C}_{\text{орг}}$ едва достигает 1%, а в верхневюрмских (средненовоэвксинских) они часто ниже 0,5%.

Скважина 379А. В четвертичных осадках скв. 379А содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ колеблется от 0,24 до 6,00% (табл. 17). Чаще оно ниже 1% и в среднем составляет 0,66%. В терригенных глинистых илах среднее содержание равно 0,54%, в наноилах — 0,55%, в илах, обогащенных диатомовым кремнеземом, — 1,60%.

Тяготение прослоев с повышенными и высокими содержаниями $\text{C}_{\text{орг}}$ к межледниковым пачкам — главная особенность распределения $\text{C}_{\text{орг}}$ в разрезе. В верхней межледниковой пачке 4 прослои менее обогащены ОВ, чем пачка 7 (1,44–2,76% и 1,44–6,00% $\text{C}_{\text{орг}}$ соответственно).

Характерно присутствие прослоев с содержаниями $\text{C}_{\text{орг}}$ 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 $\text{C}_{\text{орг}}$ сложены в основном бескарбонатными и слабокарбонатными глинистыми илами. Иногда в них повышена примесь диатомового кремнезема (табл. 18).

Скважина 380. Содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ в четвертичных осадках колеблется от 0,18 до 1,94%. Чаще оно ниже 1% и в среднем составляет 0,66%.

Как и в скв. 379А, прослои с повышенными содержаниями (до 1,94%) приурочены к межледниковым осадкам и представлены бескарбонатными глинистыми илами, которые в отдельных случаях обогащены диатомовым кремнеземом.

Скважина 380А. Содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ в неогеновых отложениях колеблется от 0,08 до 3,18%. Наиболее обогащены ОВ плиоценовые (пачки IVa и IVb), а менее всего — миоценовые (пачка V) осадки. Илы с содержаниями $\text{C}_{\text{орг}}$, 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%.

Таблица 18

Химический состав осадков, обогащенных органическим веществом

Колонка	Секция	Интервал, см	%					
			CaCO ₃	Сорг.	SiO ₂ ам	Fe	Mn	Ti
			С к в. 379А					
6	5	123-125*	34,45	1,89	—	3,36	0,08	0,23
7	2	32-34*	16,51	1,19	—	4,85	0,11	0,39
9	2	30-32*	18,81	1,10	—	4,48	0,12	0,38
9	5	60-62*	8,51	1,28	—	4,36	0,10	0,38
11	5	53-55	16,76	1,68	1,11	5,01	0,11	0,48
11	5	55*	24,29	14,75	—	3,78	0,33	0,20
18	2	128-130	15,01	3,04	3,09	5,91	0,16	0,56
24	6	62-71	12,01	1,44	5,78	5,29	0,12	0,60
24	6	85-87*	14,26	1,34	—	4,59	0,11	0,38
25	1	140-141	12,01	2,49	—	5,71	0,14	0,50
			С к в. 380					
6	1	93-105	12,64	1,40	5,60	5,22	0,13	0,49
6	4	12-33	13,14	1,09	4,26	4,74	0,09	0,50
7	4	42-54	15,04	1,94	6,05	5,73	0,15	0,50
35	3	19-42	8,86	1,64	13,15	5,27	0,13	0,52
36	2	28-38	12,34	1,42	2,24	5,59	0,12	0,51
			С к в. 380А					
3	2	74-87	9,22	1,32	4,69	5,91	0,11	0,12
30	1	108-120	2,28	1,22	2,91	5,38	0,12	0,53
34	3	27-44	37,18	1,02	2,64	3,25	0,17	0,46
38	5	62-75	0,46	1,10	4,72	5,17	0,05	0,47
41	4	10-20	0,40	1,72	18,99	3,94	0,03	0,43
43	3	112-126	0,45	2,37	13,66	5,79	0,08	0,47
44	5	130-140	0,00	1,22	12,91	4,34	0,06	0,46
46	3	1-10	30,80	1,28	7,01	6,61	0,17	0,45
47	1	50-60	10,40	1,95	8,86	5,36	0,13	0,44
			С к в. 381					
9	5	50-58	14,01	2,76	1,68	5,21	0,15	0,46
22	3	40-55	0,00	1,08	13,86	6,43	0,04	0,52
25	2	40-55	0,00	1,06	3,84	5,83	0,04	0,57
25	3	42-44	11,26	4,50	—	5,56	0,10	0,51
28	5	70-85	0,00	1,36	12,82	4,80	0,02	0,45
29	2	0-15	8,68	1,13	12,67	4,52	0,04	0,39
29	5	4-6	1,00	6,00	10,24	6,09	0,09	—
30	3	15-21	20,99	1,70	9,55	4,90	0,08	0,48
34	3	10-20	61,90	1,19	2,24	4,71	0,15	0,48
35	2	60-70	17,24	1,24	3,55	5,45	0,07	0,56
37	2	30-40	9,36	3,07	8,27	7,58	0,08	0,56
37	5	98-110	8,69	6,27	5,76	5,20	0,10	0,59
43	1	0-13	0,00	3,13	12,80	5,45	0,07	0,42
53	2	125-135	1,80	1,35	1,87	4,68	0,05	0,59
54	4	3-13	1,55	1,49	2,21	4,70	0,05	0,59

* Данные по [108].

			%			10 ⁻⁴ %						
			P	K	Na	Cu	Zn	Ni	Co	Cr	V	Li
			С к в. 379А									
			0,08	1,59	—	54	94	39	—	—	—	—
			0,08	1,85	—	56	103	43	—	—	—	—
			0,08	1,74	—	50	92	52	—	—	—	—
			0,09	1,88	—	47	95	30	—	—	—	—
			0,08	1,98	1,70	66	104	146	51	134	—	23
			0,15	1,26	—	97	82	67	—	—	—	—
			0,08	2,00	1,16	98	126	255	67	235	—	31
			0,07	2,73	0,85	60	108	149	53	184	200	29
			0,08	1,84	—	48	96	48	—	—	—	—
			—	2,23	0,94	67	123	207	52	175	—	—
			С к в. 380									
			0,09	—	—	—	—	—	—	—	—	—
			0,06	2,41	1,33	39	107	91	—	128	—	25
			0,09	2,62	1,47	61	116	101	—	147	—	21
			0,07	2,22	2,22	67	80	80	—	136	—	24
			0,06	2,36	1,44	58	106	97	27	87	170	48
			С к в. 380А									
			0,06	2,54	1,85	74	114	89	17	135	—	30
			0,04	2,58	2,17	77	120	69	—	108	—	54
			0,08	2,40	2,38	59	120	93	20	135	—	42
			0,03	2,28	1,67	73	122	84	—	126	—	43
			0,03	1,97	2,35	59	83	93	—	114	—	28
			0,06	2,22	2,36	76	76	86	—	132	—	39
			0,04	2,40	2,16	79	80	97	—	111	—	26
			0,07	2,25	2,38	49	117	136	—	116	—	34
			0,10	2,29	1,69	75	96	99	—	128	—	29
			С к в. 381									
			—	2,19	1,34	99	166	142	—	179	—	30
			0,05	—	—	—	—	118	28	200	306	82
			0,04	—	—	—	—	155	29	155	143	95
			—	2,29	1,30	90	128	150	46	97	—	—
			0,03	—	—	—	—	178	34	189	213	47
			0,05	—	—	—	—	103	23	107	180	32
			—	2,29	0,71	147	147	193	41	133	—	—
			0,06	—	—	—	—	—	—	—	—	44
			0,05	—	—	—	—	54	15	75	194	—
			0,04	—	—	—	—	104	30	126	235	65
			0,07	—	—	—	—	105	29	114	209	52
			—	—	—	—	—	—	—	—	—	62
			0,06	—	—	—	—	—	—	—	—	49
			—	—	—	—	—	—	—	—	—	48
			0,06	—	—	—	—	—	—	—	—	48

Таблица 18 (окончание)

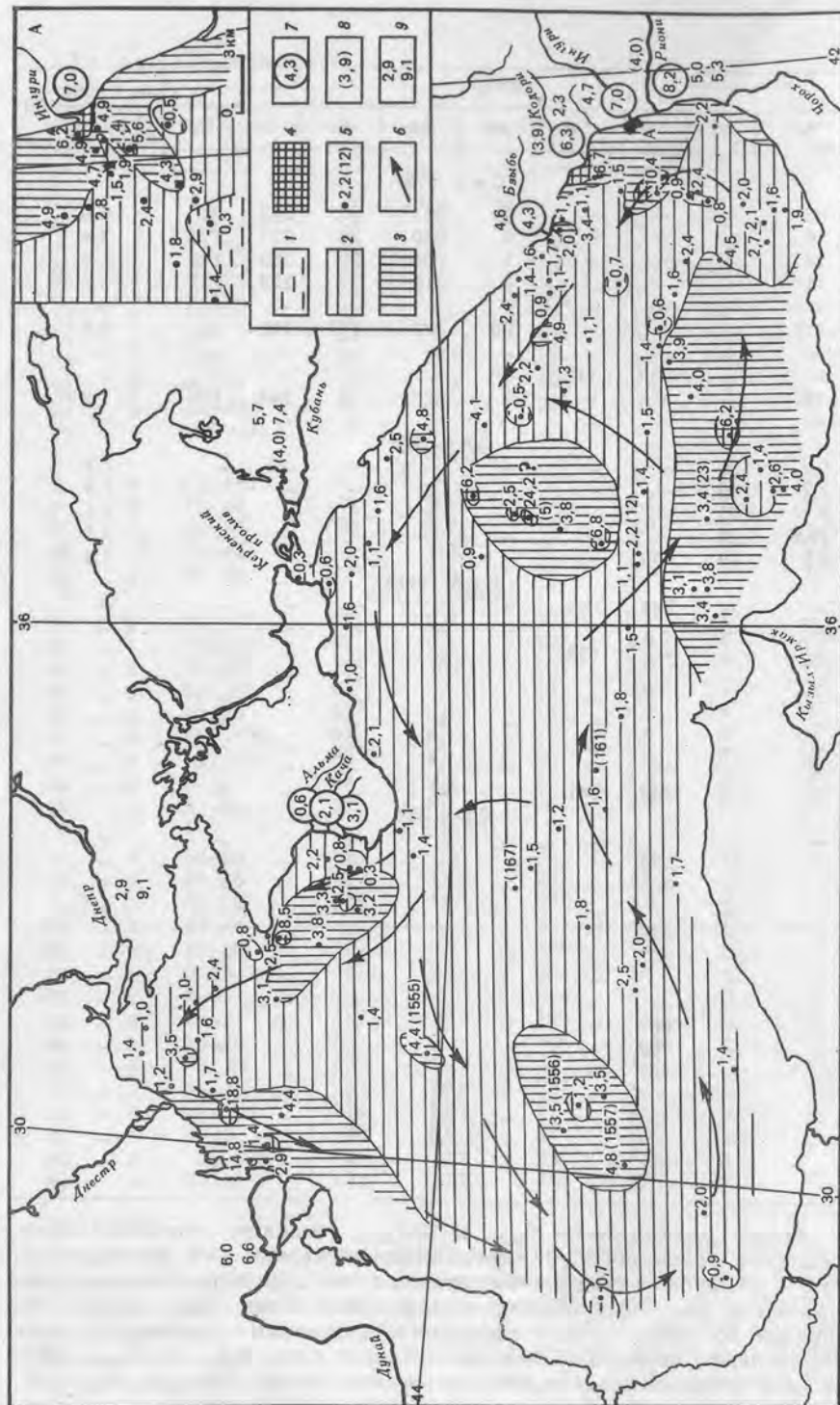
Колонка	Секция	Интервал, см	10 ⁻⁴ %					
			Rb	Cs	Pb	Sn	Cd	Se
			С к в. 379А					
6	5	123-125*	85	—	85	—	—	—
7	2	32-34*	86	—	28	—	—	—
9	2	30-32*	82	—	25	—	—	—
9	5	60-62*	84	—	26	—	—	—
11	5	53-55	44	3,8	15	1,8	8	—
11	5	55*	24	—	21	—	—	—
18	2	128-130	87	7,4	22	2,0	7	—
24	6	62-71	70	5,9	19	1,9	6	—
24	6	85-87*	92	—	24	—	—	—
25	1	140-141	—	—	—	—	—	—
			С к в. 380					
6	1	93-105	—	—	—	—	—	1,1
6	4	12-33	75	6,5	17	3,1	7	0,9
7	4	42-54	80	6,7	19	3,3	8	1,3
35	3	19-42	67	5,4	29	2,9	5	2,4
36	2	28-38	121	8,0	36	3,4	5	1,7
			С к в. 380А					
3	2	74-87	72	6,0	30	3,1	5	—
30	1	108-120	87	6,5	30	3,0	4	—
34	3	27-44	118	10,1	17	2,0	7	—
38	5	62-75	97	6,5	24	2,6	—	—
41	4	10-20	52	3,9	18	1,9	5	—
43	3	112-126	97	6,9	21	2,5	6	—
44	5	130-140	65	4,7	30	3,0	5	—
46	3	1-10	84	7,5	34	2,0	7	—
47	1	50-60	59	5,2	26	3,0	5	—
			С к в. 381					
9	5	50-58	99	7,5	25	2,5	12	—
22	3	40-55	212	11,8	26	3,6	—	—
25	2	40-55	215	11,9	24	1,9	—	—
25	3	42-44	—	—	—	—	13	—
28	5	70-85	107	8,3	20	1,7	—	—
29	2	0-15	77	6,4	26	2,6	—	—
29	5	4-6	—	—	—	—	6	—
30	3	15-21	187	10,1	19	2,5	—	—
34	3	10-20	—	—	—	—	—	—
35	2	60-70	235	11,7	18	2,1	—	—
37	2	30-40	197	10,5	20	1,3	—	—
37	5	98-100	274	13,7	27	2,3	—	—
43	1	0-13	148	5,6	22	2,5	—	—
53	2	125-135	192	10,7	23	2,6	—	—
54	4	3-13	193	10,7	24	1,9	—	—

Скважина 381. В плейстоценовых осадках (пачка 1) ОВ мало (чаще 0,5, редко 0,5-0,8% $C_{орг}$), а пределы колебаний небольшие (0,16-0,93%).

В неогеновых отложениях пределы колебаний резко расширяются — от 0,12 до 6,56% (среднее 1,12%). Наиболее обогащены ОВ илы плиоцена (пачка 5). И в целом плиоценовые осадки здесь богаче $C_{орг}$ по сравнению с соответствующими отложениями скв. 380А. Наиболее высокие величины $C_{орг}$ встречены в прослоях слабокремнистых диатомовых илов (колонки 36, 37).

10 ⁻⁴ %										Mo + 10Se
Mo	W	F	B	As	Ba	Br	Sr	Zr		Mn
С к в. 379А										
35	—	—	—	1	481	62	593	71		5,0
10	—	—	—	6	540	20	224	117		1,4
13	—	—	—	1	464	20	269	118		1,5
11	—	—	—	2	519	27	223	157		1,6
—	—	—	—	—	—	—	—	—		—
175	—	—	—	86	472	237	740	79		5,5
—	—	—	—	—	—	—	—	—		—
—	—	787	119	—	—	—	—	—		—
16	—	—	—	5	487	16	244	108		1,9
—	—	—	—	—	—	—	—	—		—
С к в. 380										
6,2	33	—	—	—	—	—	—	—		1,3
2,7	16	—	—	—	—	—	—	—		1,3
4,1	31	—	—	—	—	—	—	—		1,1
16,6	24	—	—	—	—	—	—	—		3,1
5,8	19	496	—	—	—	—	—	—		1,9
С к в. 380А										
—	—	982	155	—	—	—	—	—		—
—	—	—	—	—	—	—	—	—		—
—	—	—	1352	—	—	—	—	—		—
—	—	—	—	—	—	—	—	—		—
—	—	—	—	—	—	—	—	—		—
—	—	—	—	—	—	—	—	—		—
—	—	—	—	—	—	—	—	—		—
—	—	—	—	—	—	—	—	—		—
—	—	442	241	—	—	—	—	—		—
С к в. 381										
—	—	—	—	—	—	—	—	—		—
—	—	824	—	—	—	—	—	—		—
—	—	904	—	—	—	—	—	—		—
—	—	—	—	—	—	—	—	—		—
—	—	829	—	—	—	—	—	—		—
—	—	707	—	—	—	—	—	—		—
—	—	—	—	—	—	—	—	—		—
—	—	—	—	—	—	—	—	—		—
—	—	657	—	—	—	—	—	—		—
—	—	782	—	—	—	—	—	—		—
—	—	787	—	—	—	—	—	—		—
—	—	—	—	—	—	—	—	—		—
—	—	—	—	—	—	—	—	—		—
—	—	—	—	—	—	—	—	—		—

Анализ распределения $C_{орг}$ и $SiO_{2ам}$ позволяет отчетливо видеть общность поведения этих компонентов в разрезах как четвертичных, так и неогеновых осадков. Во-первых, в скв. 380 этими компонентами несколько обогащены межледниковые пачки. В скв. 379А осадки в основном обогащены ОВ, а содержания диатомового кремнезема лишь относительно повышены. Во-вторых, больше всего $C_{орг}$ и $SiO_{2ам}$ 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 $SiO_{2ам}$.



4. SiO_2 вал и Al_2O_3

В осадках скв. 379А, а также в отдельных пробах осадков всех остальных скважин (табл. 13) был определен валовый химический состав, включая SiO_2 вал и Al_2O_3 .

В осадках скважин было найдено от 14,31 до 64,11% SiO_2 вал. Минимальное содержание найдено в высококарбонатной пробе 29–5, 107–112 см (пачка 7, скв. 379А), максимальное — в пробе терригенных илов 18–2, 0–15 см (пачка 1а, скв. 381). Еще более высокое содержание найдено в пробе 16–2, 60–62 см (скв. 379А) — 72,40% [108]. Кремнезем представлен здесь в основном кварцем. Распределение SiO_2 вал находится в обратной зависимости от распределения CaCO_3 . Особенно четко это проявляется в скв. 379А. Если разбавляющее влияние карбонатов снять, то получается, что содержание SiO_2 вал (в пересчете на ббв) заметно выравнивается и становится близким к 60%.

Четкой корреляции содержания SiO_2 вал ни с валовым содержанием кварца, ни с валовым содержанием суммы глинистых минералов не получается. Это говорит о том, что в илах Черного моря, как и в терригенных осадках других морей и океанов, кремнезем представлен не одним каким-нибудь минералом, а группой их. В эту группу входят глинистые минералы, полевые шпаты, кварц. О том, что силикаты являются основными минеральными формами SiO_2 вал, доказывается четкой прямой корреляционной связью SiO_2 и Al_2O_3 [108].

Алюминий, как и кремнезем, переносится в основном в виде твердых частиц. Во взвеси рек Черного моря содержалось от 1,4 до 21,4% Al, в морской взвеси — от 0,8 до 24,0% Al [33], в среднем — 2,4–3,0% Al. Повышенные содержания Al во взвеси приурочены к основным источникам поступления терригенного материала. В открытом море его содержания обычно равны 1–3% (рис. 25).

В позднекайнозойских осадках содержание Al_2O_3 колеблется в пределах 4,69–20,72%, и в среднем оно близко к 15,0%. Алюминий хорошо коррелирует с SiO_2 вал, а также с K_2O , но он, как и SiO_2 вал, находится в обратной корреляционной зависимости от CaCO_3 . Это свидетельствует о том, что Al представлен в осадках в основном глинистыми минералами и полевыми шпатами. В тех случаях, когда SiO_2 вал представлен в основном кварцем, четкая прямая связь между Al_2O_3 и SiO_2 вал нарушается (в пробе 18–2; 0–15 см, скв. 379А содержится: 64,11% SiO_2 вал, 6,45% Al_2O_3 , 52,8% кварца, 14,6% полевых шпатов, 3,4% плагиоклазов и 16,3% глинистых минералов).

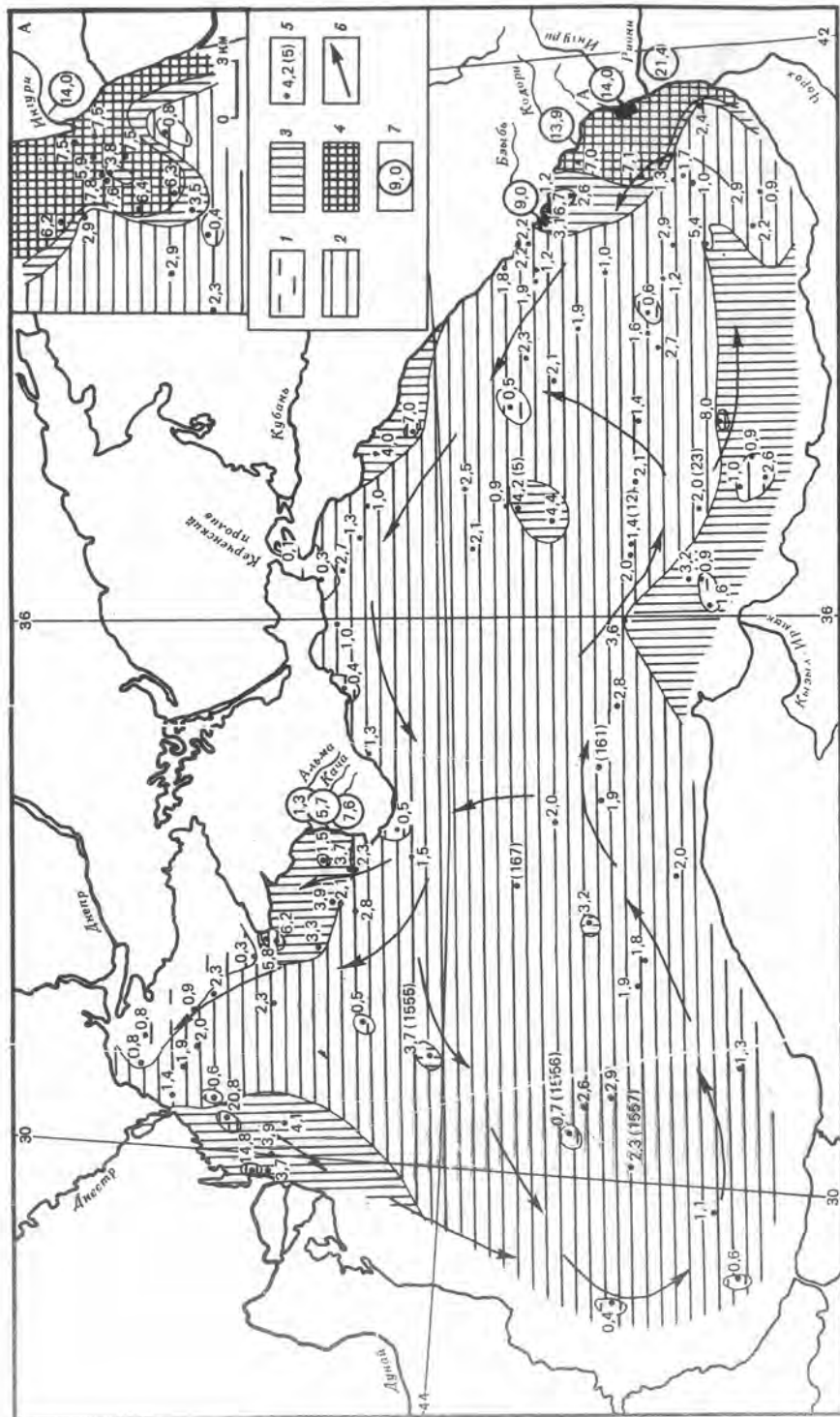
В пробах с максимальным содержанием Al_2O_3 содержится и максимальное количество глинистых минералов. Так, в пробе 19–2, 92–102 см (скв. 381) при содержании 20,72% Al_2O_3 содержится 71,0% монтмориллонита, 11,9% хлорита, 10,4% каолинита и 6,7% кварца.

Соотношение SiO_2 вал/ Al_2O_3 в большинстве случаев колеблется в пределах 2,8–7,7%, что вообще характерно для терригенных пелитовых илов. Оно больше лишь в тех случаях, когда в осадках много кварца.

Р и с. 25. Содержание Al (%) во взвеси верхнего слоя вод (0–1 м) Черного моря, по [33]

1 — <1; 2 — 1–3; 3 — 3–5; 4 — >5; 5 — местоположение изученных проб и фактическое содержание (в скобках указаны номера станций, где получены данные по распределению Al по вертикали), 6 — постоянно действующие поверхностные течения, 7 — содержание в речной взвеси. Врезка А: содержание Al во взвеси поверхностного слоя вод у устья р. Ингури

5. ГРУППА ЖЕЛЕЗА (Fe, Mn, Ni, Co)



Это группа геохимически подвижных элементов. В водах черноморских рек они и мигрируют в основном во взвесах. Однако, несмотря на это, в заметных количествах переносятся также в растворах, в виде гидроксидов (или в их составе) и металлоорганических соединений [23, 49, 79, 19]. Все эти элементы тяготеют к наиболее тонкодисперсной части взвешенного материала, отчего образуют пелагические максимумы (в пересчете на обломочный материал) в современных осадках [79]. Основные источники этих элементов приурочены к различным частям водосбора, в связи с чем поля максимальных их содержаний полностью не совпадают.

Судя по локализации максимальных содержаний элементов в осадках [79], а также во взвеси (рис. 26), Восточный Понт, а также Малый Кавказ являются мощными источниками Fe и Ni. Во взвеси рек Кавказа содержится 4,3–8,2%, в морской взвеси — 0,3–18,8% Fe, в среднем 3,6–4,5% [33]. Железо, хотя и связано с терригенным материалом в отличие от Al, не так сильно тяготеет к берегам: повышенные его содержания во взвеси наблюдаются как у берега, так и в открытом море (гидроокислы).

Локализация повышенных содержаний в современных осадках Mn и Co говорит о том, что основными источниками этих элементов являются реки разных участков водосбора, в том числе и Кавказа.

Fe, Mn, Ni и Co активно вовлекаются в процессы диагенетического перераспределения с образованием либо аутигенных минералов, либо изоморфных примесей в них.

Железо. В современных осадках содержится в среднем около 3,0–3,5% (пределы содержаний примерно 1–7%), а в пересчете на ббв — 3,5–4,5% (в глинистых илах 4,5%). В колонках голоценовых илов из районов скважин найдено от 1,3 до 4,7% Fe. В осадках ст. 7651 и 7654 железо на 10–50% представлено реакционной его формой Fe²⁺. Двухвалентное железо связано главным образом в виде сульфидов. Особенно четко прямая связь между Fe²⁺ и Fe₂S₃ отмечается в колонке ст. 7654, в меньшей степени в колонке ст. 7663.

Пределы содержания железа в миоцен-четвертичных осадках чрезвычайно велики — от 0,65 до 35,50% (табл. 19). Следовательно, максимальное содержание превышает минимальное в 47 раз. Столь высоких колебаний железа ни в современных, ни в позднечетвертичных осадках обнаружено не было. Средние содержания Fe по скважинам также заметно выше их средних значений для современных осадков (табл. 12, 19). Таким образом, налицо факт заметного обогащения железом осадков миоцена—плейстоцена по сравнению с осадками голоцена.

В скв. 379А пределы содержаний Fe незначительны, а среднее значение наиболее близко к средним содержаниям элемента (4,37%) в той

Р и с. 26. Содержание Fe (%) во взвеси верхнего слоя вод (0–1 м) Черного моря, по [33]

1 — <1; 2 — 1–3; 3 — 3–5; 4 — >5; 5 — местоположение изученных проб и фактическое содержание (в скобках указаны номера станций, где получены данные по распределению Fe по вертикали); 6 — постоянно действующие поверхностные течения; 7 — по данным колориметрического метода; 8 — по данным атомно-абсорбционного метода; 9 — по данным Глаголевой [23]; в числителе — содержание в грубых взвесах, в знаменателе — в тонких взвесах. Врезка А: содержание Fe во взвеси поверхностного слоя вод у устья р. Ингури

Таблица 19

Средние содержания элементов группы железа (Fe, Mn, Ni, Cu, Co) в осадках скважин

Скважина	Осадок*	%			
		Fe		Mn	
		1	2	1	2
379А	а	1,50–7,14	4,37	0,03–0,34	0,09
	б	—	5,55	—	0,11
380	а	1,88–16,80	4,65	0,03–0,98	0,11
	б	—	5,55	—	0,13
380А	а	1,48–35,50	4,64	0,02–3,65	0,20
	б	—	6,28	—	0,27
381	а	0,65–35,00	4,70	0,01–5,43	0,17
	б	0,72–35,50	6,14	—	0,22
Все скважины	а	0,65–35,50	—	0,01–5,43	—

*а — натуральный осадок; б — в пересчете на обломочный материал; 1 — пределы значений, 2 — среднее.

части моря, в которой пробурена скважина. Это может говорить как о сравнительном постоянстве источников питания и условий осадконакопления в данном районе моря в течение почти всего четвертичного периода до настоящего времени, так и о слабом проявлении диагенетических процессов, приводящих к скоплению Fe в отдельных прослоях осадков других скважин.

Средние содержания Fe в осадках отдельных пачек скв. 379А (в пересчете на ббв) колеблются в незначительных пределах — от 5,05 до 5,93% (табл. 7). Наиболее низки они в осадках пачки 4, представленной терригенными илами с повышенными содержаниями диатомовых и S_{org} , а также содержащих повышенные количества полевых шпатов и пониженные — глинистых минералов. В целом по скважине выявлены довольно высокие значения коэффициентов корреляции Fe с Ti (0,74), K (0,72) и суммой глинистых минералов (0,63) (табл. 20, см. вкл.). Все это говорит о том, что основные массы Fe в осадках связаны с силикатным (в основном глинистым) материалом. Это подтверждается также прямой зависимостью Fe_2O_3 от Al_2O_3 [108]. Наиболее высокие средние содержания Fe найдены в осадках пачек 7 и 8. Так минеральный состав осадков данных пачек 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 (29–5, 4–6 см) в количестве до 7,8%.

В скв. 380 как пределы содержаний Fe, так и среднее его значение больше, чем в скв. 379А. Связано это с более разнообразными условиями осадконакопления в районе скв. 380, а также с более интенсивным проявлением диагенетических процессов, в которые Fe было вовлечено. Если отбросить прослой, обогащенные диагенетическими образованиями (карбонатами, сульфидами), то и в данной скважине среднее содержание

10 ⁻⁴ %					
Ni		Co		Cu	
1	2	1	2	1	2
23–206	139	10–53	34	24–128	50
—	177	—	43	—	64
30–98	72	3–33	17	13–61	38
—	86	—	20	—	45
10–88	57	4–20	11	11–71	43
—	77	—	15	—	58
18–180	87	3–72	19	—	—
—	114	—	25	—	—
18–200	—	3–53	—	13–128	—

Fe окажется близким к их содержанию в поверхностном слое осадков. Наиболее низкие содержания Fe оказались в осадках пачки Ic, наиболее высокие — в пачке Ig. В целом по скважине содержится 4,65% Fe, а в пересчете на ббв — 5,5% (табл. 19).

Пределы содержаний Fe в скв. 380А еще более значительны, чем в скв. 380. Средние содержания Fe в осадках отдельных пачек также довольно различны. Наиболее высоки они в осадках пачки IVa, заметно повышены в пачке IV.

В натуральных осадках Fe по скважине 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. 23). После пересчета содержаний Fe на обломочный материал, они заметно выравниваются.

Обращают на себя внимание прослой осадков в пачке IVa, содержащие от 16,3 до 35,5% Fe и до 3,65% Mn. Дифрактометрически эти прослой изучены не были. Однако просмотр проб в мазках и шлифах показали, что в них в изобилии содержатся железистые хемогенно-диагенетические карбонаты типа анкерита-сидерита.

В скв. 381 содержание Fe колеблется также в очень больших пределах (0,65–35,00%, а в пересчете на ббв — 0,72–45,01%), а среднее его значение равно 6,14% (табл. 19). Средние содержания элемента в отдельных пачках также очень неодинаковы. Они минимальны в пачке б, максимальны — в пачке 3. В последней из этих пачек обнаружено два прослоя с содержаниями Fe 19,55 и 35,00% и Mn 1,84 и 5,43% соответственно. Прослой с высокими содержаниями Fe и Mn найдены также в пачке 9, а с повышенными (>6,0% Fe) — и в других пачках (табл. 21). Как выяснилось, повышенные содержания Fe связаны в основном с железистыми карбонатами, среди которых найден сидерит и, частично, доломит (табл. 22).

Таблица 21

Химический состав слабозелезистых (6–10% Fe) и железистых (> 10% Fe) отложений, содержащих значительные количества хемогенно-диагенетических карбонатов и других аутигенных минералов (макрокомпоненты в %, микроэлементы в 10⁻⁴%)

Колонка	Секция	Интервал, см	Осадок*	CaCO ₃	C _{орг}	SiO ₂ ам	Fe	Mn
Скв. 379А								
35	5	92–101	а	1,50	0,57	11,42	7,14	0,03
			б	—	0,65	11,72	8,31	0,03
Скв. 380								
20	6	40–50	а	18,50	0,40	1,40	6,77	0,15
			б	—	0,50	1,73	8,54	0,19
27	3	1–13	а	10,24	0,40	2,01	8,24	0,98
			б	—	0,46	2,25	9,48	1,13
38	2	30–31	а	—	—	0,62	16,20	0,24
40	1	76–78	а	—	—	1,07	16,80	0,28
Скв. 380А								
40	2	148–149	а	—	—	—	35,30	3,65
41	1	53–55	а	—	—	0,66	33,10	3,36
42	4	33–35	а	48,04	0,69	1,68	16,30	1,02
			б	—	1,33	3,32	33,33	2,08
Скв. 381								
3	2	55–75	а	10,70	0,42	1,60	6,28	0,13
			б	—	0,48	1,81	7,23	0,14
19	1	0–15	а	56,78	0,36	4,74	9,66	0,22
			б	—	0,94	11,15	25,58	0,58
23	4	92–94	а	42,25	0,72	12,75	19,55	1,84
			б	—	1,60	22,64	44,88	4,22
27	3	77–79	а	—	—	0,40	35,00	5,43
52	2	62–63	а	43,96	0,47	—	20,70	0,35
			б	—	0,87	—	39,01	0,66

*а — натуральный осадок; б — в пересчете на обломочное вещество.

Возможно, присутствуют также карбонаты с переходными (между кальцитом и анкеритом) оптическими свойствами, а, следовательно, и содержанием Fe. Не исключено также, что среди карбонатов имеется манганосидерит или родохрозит (?). Характерно, что содержание Fe в большинстве проб увеличивается пропорционально увеличению количества сидерита (табл. 22, рис. 27). Это позволяет сделать вывод о том, что основным носителем Fe являются диагенетические карбонаты.

Марганец. В речной воде Mn переносится преимущественно в виде взвешенных частиц. Взвесь рек Кавказа содержит 0,02–0,12% Mn, а морская взвесь — от следов до 0,21%, в среднем 0,04–0,05% Mn [33]¹. При-

¹ Распределение Mn (также как и Fe и ряда микроэлементов) во взвеси глубинных вод очень сложное и на границе исчезновения O₂ и появления H₂S достигает 44,5%. Об этом см. ниже.

Ti	P	K	Na	Cu	Zn	Ni	Co	Cr	V
Скв. 379А									
0,37	0,07	2,32	0,64	60	116	119	—	115	—
Скв. 380									
0,47	0,09	2,24	1,16	38	91	82	—	101	—
0,47	0,06	2,08	1,01	45	95	71	—	117	—
0,35	0,20	1,58	1,08	31	74	53	4	84	50
Скв. 380А									
0,12	—	2,02	0,51	68	86	69	10	104	50
0,23	0,77	0,71	1,09	19	40	43	10	58	50
0,47	1,57	1,45	2,23	39	82	88	20	119	102
0,43	0,09	2,28	1,30	40	98	75	6	116	130
0,28	0,24	0,83	0,88	28	48	45	6	52	50
0,28	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,08	—	0,24	0,17	8	21	17	8	14	50
0,58	—	—	—	—	—	—	—	—	—

мерно такие же содержания (или чуть больше) характерны и для верхнего слоя осадков. В голоценовых илах в районах скважин найдено от 0,01 до 0,14% Mn (табл. 5, 6). В одних случаях Mn находится в тесной корреляционной связи с Eh (чем выше значение Eh, тем больше содержание Mn, ст. 7651, 7654), в других он распределен вне всякой от него зависимости (ст. 7663).

В осадках скважин найдено от 0,01 до 5,43% Mn, а в пересчете на ббв — 0,01–6,98%. Наиболее высокие средние содержания найдены в скв. 380А, наиболее низкие — в скв. 379А (табл. 19).

В скв. 379А содержание Mn колеблется в наименьших пределах, а среднее его содержания в осадках отдельных пачек довольно близко к среднему его значению в верхнем слое осадков Черного моря (табл. 12, рис. 11). В осадках скв. 379А Mn с Fe не коррелируется (табл. 20), а если и коррелируется, то очень слабо. Это может свидетельствовать о разных ми-

Таблица 21 (продолжение)

Колонка	Секция	Интервал, см	Осадок*	Li	Rb	Cs	Pb	Sn	Cd	Se
Скв. 379А										
35	5	92-101	а	—	—	—	—	—	<6	—
			б	—	—	—	—	—	<7	—
Скв. 380										
20	6	40-50	а	45	80	6,0	16	2,2	<5	0,4
			б	57	101	7,6	20	2,8	<6	0,5
27	3	1-13	а	45	100	6,0	20	2,2	<5	0,3
			б	52	115	6,9	23	2,5	<6	0,3
38	2	30-31	а	—	—	—	—	—	<5	0,2
40	1	76-78	а	—	—	—	—	—	<4	—
Скв. 380А										
40	2	148-149	а	40	70	5,0	18	2,0	<4	—
41	1	53-55	а	—	—	—	—	—	10	—
42	4	33-35	а	—	—	—	—	—	<4	—
			б	—	—	—	—	—	<8	—
Скв. 381										
3	2	55-75	а	16	70	4,8	16	1,6	<4	—
			б	18	81	5,5	18	1,8	<5	—
19	1	0-15	а	30	60	6,4	3	—	<6	—
			б	79	159	16,9	8	—	<16	—
23	4	92-94	а	—	—	—	—	—	—	—
			б	—	—	—	—	—	—	—
27	3	77-79	а	—	—	—	—	—	<4	—
52	2	62-63	а	—	—	—	—	—	—	—
			б	—	—	—	—	—	—	—

неральных формах этих элементов (главным образом подвижных их частей). Mn в осадках скважины 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, но обратная корреляционная связь Mn с таким показателем терригенного вещества, как K, а также с суммой глинистых минералов (табл. 20). В нижней части скважины Mn испытывает прямую корреляцию с CaCO₃. 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. 379А, однако пределы содержания элемента здесь намного шире (табл. 19). Наиболее высокие содержания Mn (0,98%) найдены в прослоях терригенных слабозелезистых осадков. В связи с тем, что в одной из этих проб (27-3, 1-13 см) не обнаружены ни сидерит, ни доломит (карбонаты полностью здесь представлены кальцитом), ни пирит (табл. 22), можно предположить, что Fe и Mn здесь представлены их гидроокислами.

Mo	W	F	La	Th	Hf	Sc	Eu
Скв. 379А							
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
Скв. 380							
1,2	25,0	—	—	—	—	—	—
1,5	31,5	—	—	—	—	—	—
1,2	20,0	—	—	—	—	—	—
1,4	23,0	—	—	—	—	—	—
2,5	15,0	—	29	6,0	3,5	15	1,3
6,3	—	—	24	7,0	—	15	0,9
Скв. 380А							
24,0	—	—	—	—	—	—	—
5,0	—	—	3	—	—	12	—
5,0	—	—	—	1,5	1,4	9	2,9
10,2	—	—	—	3,1	2,9	18	5,9
Скв. 381							
5,0	—	—	—	—	—	—	—
5,8	—	—	—	—	—	—	—
5,0	—	500	10	4,0	1,1	10	0,3
13,2	—	1324	26	11,0	2,9	26	0,8
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
8,2	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—

Чрезвычайно характерно, что в отличие от скв. 379А в скв. 380 Mn распределен симбатно с Fe (рис. 20), 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 минералами. Ими являются, вероятно, терригенные минералы. В скв. 379А, как более удаленной от берега, в повышенных количествах содержатся, по всей видимости, гидроокисные (подвижные) формы марганца.

Осадки скв. 380А содержат от 0,02 до 3,65% Mn (табл. 19). Если же максимальное значение исключить, то верхний предел содержания уменьшится до 0,35% (см. пробу 69-4, 53-58 см). Чаще всего содержание Mn колеблется в пределах 0,05-0,15%. Это несколько больше, чем обычные пределы колебаний марганца в осадках скв. 379А. Таким образом, налицо обогащение осадков скв. 380А не только Fe, но и Mn. Максимально этот элемент скапливается в прослоях пачки IVa, содержащих хемогенно-диагенетические карбонаты. Почти во всех пробах, содержащих > 0,10-0,15% Mn, если они подвергались дифрактометрическому анализу, обнаруживается сидерит. Таким образом, образование сидерита (анке-

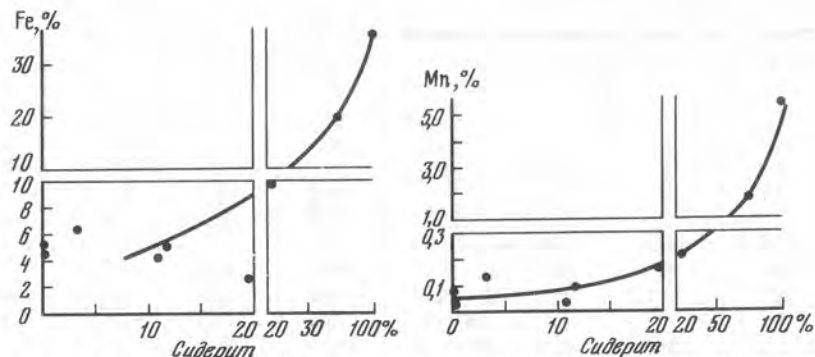
Таблица 21 (окончание)

Колонка	Секция	Интервал, см	Осадок*	Sb	Ce	Ta	$\frac{Mo + 10Se}{Mn} \cdot 100$	$\frac{Mn^{2+} + 10Mo}{Cr}$
Скв. 379А								
35	5	92-101	а	—	—	—	—	—
			б	—	—	—	—	—
Скв. 380								
20	6	40-50	а	—	—	—	0,4	9,0
			б	—	—	—	0,3	10,4
27	3	1-13	а	—	—	—	0,04	78,7
			б	—	—	—	0,04	80,0
38	2	30-31	а	0,5	70	—	1,2	24,2
40	1	76-78	а	1,7	67	0,2	0,4	62,9
Скв. 380 А								
40	2	148-149	а	—	—	—	0,1	2390
41	1	53-55	а	—	—	—	0,2	93,4
42	4	33-35	а	—	—	0,9	0,1	166,4
			б	—	—	1,8	0,2	340,3
Скв. 381								
3	2	55-75	а	—	—	—	0,8	5,6
			б	—	—	—	0,8	6,5
19	1	0-15	а	0,5	—	—	0,3	58,7
			б	1,3	—	—	0,2	65,4
23	4	92-94	а	—	—	—	—	—
			б	—	—	—	—	—
27	3	77-79	а	—	—	—	0,03	3641
52	2	62-63	а	—	—	—	—	—
			б	—	—	—	—	—

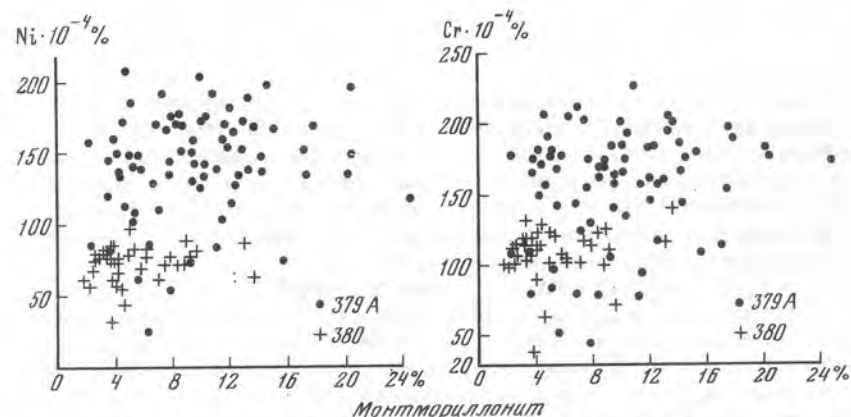
рита) вызывает некоторое скопление (захват из поровых вод) марганца.

Максимальные пределы содержаний Mn найдены в осадках скв. 381 (табл. 19). Особенно много этого элемента (так же, как и Fe) обнаружено в пачках 3 и Ia, т.е. там, где залегают либо сидеритовые прослои, либо где осадки были 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, на 100% состоящей из сидерита (табл. 22)). Это позволяет предположить, что Mn, как и Fe, входит в кристаллическую решетку диагенетических карбонатов. Характерно также, что в тех пробах, которые лишены карбонатов (0,00—CaCO₃) содержится и 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.

Никель. Пределы содержаний Ni в осадках равны 18—200. Хотя они



Р и с. 27. Распределение Fe и Mn в отложениях скв. 381 в зависимости от содержания в них сидерита, по [111]



Р и с. 28. Распределение Ni и Cr в отложениях скв. 379А и скв. 380 в зависимости от содержания в них монтмориллонита, по [111]

более узкие, чем у Fe и Mn, но все они довольно велики: максимальные содержания превышают минимальные в 21 раз (табл. 19).

Как максимальные значения, так и наиболее высокие средние его содержания найдены в осадках скв. 379А, где они приближаются к максимальным величинам в современных осадках. Причем, что характерно, повышенные содержания Ni отмечаются по всей скважине. По сравнению с современными [79] и позднечетвертичными илами района скв. 379А [115] ст. 1432 четвертичные осадки характеризуются более высокими содержаниями Ni. В позднечетвертичных илах, отобранных восточнее скв. 379А (севернее Инеболу, ст. 4752—2) Ni заметно меньше (табл. 10). Таким образом, в район скв. 379А поставляется весьма обогащенный Ni осадочный материал, представленный, очевидно, продуктами разрушения ультраосновных пород, распространенных в бассейне р. Кизыл-Ирмак. На это указывает близость содержаний Ni к K_{осн}. Поскольку в плейстоцене Ni в районе скв. 379А накапливалось больше, чем сейчас, это означает, что туда в больших количествах поставлялись и наносы р. Кизыл-Ирмак. Причиной тому, очевидно, несколько иная схема течений в это время.

Таблица 22

Минеральный состав осадков, обогащенных Fe и Mn

Скважина	Колонка	Секция	Интервал, см	Монтмориллонит	Иллит	Хлорит	Каолинит
380	27	3	1-13	7,4	45,2	11,9	2,4
381	3	2	55-75	11,1	29,4	13,3	4,9
	7	4	125-145	27,4	25,6	11,4	3,4
	19*	1	0-15	9,5	5,3	3,1	0,0
	23	4	92-94	12,2	10,4	0,0	0,0
	27	3	77-79	0,0	0,0	0,0	0,0
	52	2	65-67	7,3	36,7	23,1	3,1

*Пирит — следы.

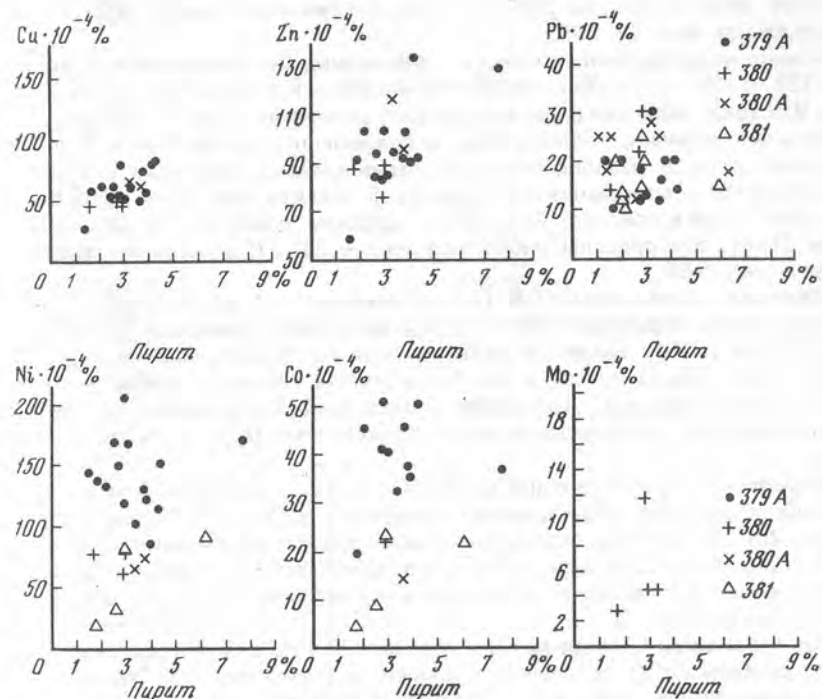
Хорошая корреляционная связь Ni и Ti, наблюдаемая в подавляющей части разреза осадков скв. 379А (рис. 28, табл. 20), свидетельствует о генетической связи Ni с продуктами выветривания основного вулканогенного материала на протяжении почти всего плейстоцена. Лишь в пачке 8 эта корреляция нарушается, вероятно, по той причине, что осадочный материал сюда интенсивно поставлялся не только реками Понта, но и северо-западными и кавказскими.

Как следует из рассмотрения корреляционных рядов, Ni в толще плиоцен-четвертичных осадков потерял связь и с Fe, и с Mn (сравнительно высокие коэффициенты корреляции Ni и этими элементами лишь в осадках отдельных пачек). И вызвано это своеобразием его поведения при диагенезе осадков, — он активно перераспределяется и концентрируется в сульфидах. Хотя корреляция Ni с пиритом и далека от тесной (рис. 29), однако она отчетливо проявляется. Да и трудно ожидать, чтобы корреляция, была хорошей, поскольку Ni в седиментогенезе тесно связан с хлоритом (коэффициент корреляции 0,62), в меньшей степени с монтмориллонитом (рис. 28) и другими продуктами разрушения основных и ультраосновных пород, и при диагенетических процессах она, как видно, полностью не теряется. В целом по скв. 379А Ni хорошо коррелирует не только с Ti (коэффициент корреляции 0,61), но также с Cr, V и MgO. В некоторых пачках осадков Ni испытывает также прямую корреляцию и с CaCO₃.

В позднекайнозойских осадках скв. 380 и 380А никеля значительно меньше, чем в осадках скв. 379А (табл. 19). Его здесь столько, сколько и в современных осадках этого района. Очевидно, это связано с тем, что здесь аккумулируются в основном выносы Дуная, которые обеднены Ni. То же можно сказать и о верхней части скв. 381. Однако в неогеновых осадках (пачки 3, 5, 7, 8, 9) содержания Ni заметно повышены и приближаются к средним его значениям в скв. 379А. Очевидно, в периоды формирования этих пачек сюда поставлялись значительные объемы материала не Дунаем, а другими источниками (о них речь пойдет в заключительной части раздела).

Кобальт. Содержания его колеблются от 3 до 53. Средние их величины очень близки к K₀.

Кальцит	Доломит	Сидерит	Кварц	К-полевые шпаты	Плагиоклазы	Fe	Mn
9,0	0,0	0,0	14,5	4,0	5,6	8,24	0,98
12,1	0,0	3,3	17,5	0,0	8,2	6,28	0,13
13,6	2,1	0,0	11,4	0,0	5,1	5,30	0,07
53,5	Сл.	23,8	4,8	Сл.	Сл.	9,66	0,22
0,0	0,0	74,2	3,2	0,0	0,0	19,55	1,84
0,0	0,0	100,0	0,0	0,0	0,0	35,00	5,43
0,0	0,0	Сл.	14,6	5,7	9,5	5,01	0,07



Р и с. 29. Корреляционные графики между микроэлементами и пиритом в отложениях скважин, по [111]

Кобальтом, как и Ni, обогащены осадки скв. 379А (табл. 19). Максимальные величины встречены в пачке 8, представленной терригенными слабоизвестковыми илами, бедными ОВ. По сравнению с осадками других пачек (3, 4, 5) — в них повышены содержания хлорита (15–25%). Поскольку хлорит генетически связан с выносами рек средней части Понта и Большого Кавказа (включая Кубань) [123], можно сделать вывод о том, что в это время наряду с осадочным материалом с водосбора Понта здесь интенсивно аккумуляровались выносы кавказских рек. Тонкодисперсная их часть, видимо, была обогащена Со. В осадках скв. 380 и 380А Со заметно меньше, чем в скв. 379А и 381: его примерно столько, сколько в среднем содержится в глинах и сланцах земной коры.

В верхней части скв. 381 Со также мало, однако в средней и нижней ее частях местами его содержания заметно возрастают. Обусловлено это теми же причинами, что и в случае с Ni.

6. МЕДЬ, ЦИНК, СВИНЕЦ

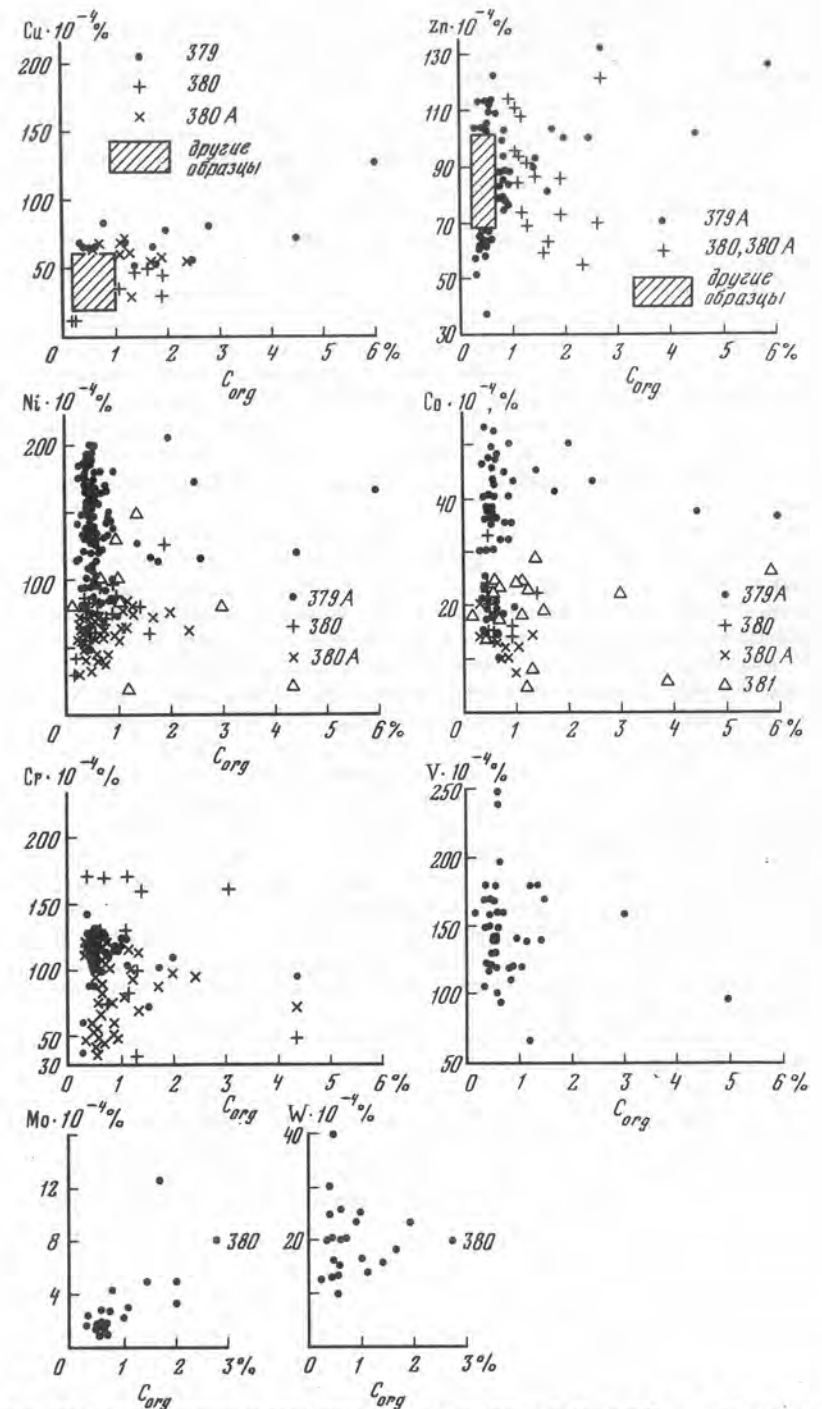
Медь. В современных осадках пределы колебаний содержания меди широки. Низкие величины (<100) тяготеют к периферийной области (включая районы скважин), а максимальные — к халистатическим областям [79]. Судя по распределению максимальных содержаний, основным его источником в западной части моря являются наносы Днепра, а в восточной — реки Кавказа и Понта. В современных осадках его распределение тесным образом связано с количественным распределением ОВ и сульфидов (рис. 29, 30).

В миоцен-четвертичных осадках содержания Си находятся в пределах 13–128 (табл. 19), в среднем 39–59, и близки к K_0 или несколько меньше. В осадках скважин содержания этого элемента нигде не достигают максимальных величин, наблюдаемых в современных отложениях. В вертикальном разрезе распределения Си неравномерно, заметные колебания наблюдаются в межледниковых сериях. В осадках скв. 379А содержание Си колеблется в пределах 24–128 и в среднем равно 50. По другим данным [108], эти пределы несколько уже — 34–97, но средние значения те же — около 50.

Прослой, обогащенные ОВ (за исключением слабокремнистых диатомовых илов), характеризуются относительно повышенными содержаниями Си (табл. 18). Такая же картина, судя по опубликованным данным [146, 115], выявляется и в голоценовых осадках районов скважин. Таким образом, колебания содержаний Си в заметной степени контролируются количественным распределением C_{org} , а также сульфидами.

Коэффициенты корреляции между Си и C_{org} , и между Си и пиритом в осадках всей скв. 379А довольно высоки — 0,75 и 0,72 соответственно (табл. 20). Если брать отдельные пачки осадков, то значение коэффициента корреляции Си и C_{org} несколько понижается, но зато в отдельных пачках возрастает значение коэффициента корреляции Си и Fe (с сульфидами?) и даже Си и Mn.

Свинец и цинк. В современных осадках Zn и Pb в своем распределении стоят особняком от остальных подвижных элементов. Оба они не дают ясно выраженных пелагических максимумов. Повышенные и максимальные их содержания протягиваются в виде сложной конфигурации полос



Р и с. 30. Корреляционные графики между микроэлементами и C_{org} в отложениях скважин, по [111]

с корнями у основных источников элементов. В восточной части моря максимумы Zn и Pb тяготеют к одной или нескольким небольшим рекам Восточного Понта, в центральной — к выносам Кубани, а в западной — максимум приурочен к Дунаю, Zn — к Днепру. Общность поведения Zn и Pb в современном седиментогенезе является несколько неожиданной, поскольку по своим геохимическим особенностям эти элементы различны: Zn относится к числу весьма подвижных, а Pb — малоподвижных элементов. Причина этого, вероятно, коренится в строгой локализации источников, поставляющих осадочный материал, обогащенный одновременно и Zn, и Pb, который течениями переносится лишь в определенные районы моря. Не исключено, что значительная часть и Zn, и Pb переносится некоторыми реками Понта в крупнопелитовой и алевритовой фракциях. В центральной области, где соседствуют ветви западного и восточного циклонических круговоротов поверхностных вод, проявляется эффект суммарного влияния кубанских и дунайских выносов. Картина распределения Zn и Pb в современных осадках осложняется концентрацией их в сульфидах, причем Pb отчетливо тяготеет к пириту и магнитным формам сульфидов, а Zn образует, видимо, самостоятельные кристаллы [8, 79].

В районе скв. 379А в современных осадках встречены минимальные величины этих элементов: <20 Pb, 100–200 Zn. Примерно такие же они и во всем разрезе четвертичных осадков. Это означает, что заметно обогащенный Zn и Pb осадочный материал сюда не поступал в течение всего плейстоцена. По другим данным [108], в осадках скв. 379А содержится 57–133 Zn и 16–30 Pb. Минимальные содержания определены в пробе 16–2, 60–62 см с минимальными содержаниями CaCO₃, Fe, Ti, K, Cu, но с максимальным содержанием SiO_{2,вал} (72,40%). Довольно высокое значение коэффициентов корреляции Zn с суммой глинистых минералов, а также с K говорит о том, что основная масса Zn связана все же с силикатным материалом, в первую очередь, с глинистыми частицами, с другой стороны, Zn хорошо коррелирует с Fe и Cu. Очевидно, эта связь осуществляется через сульфиды железа (рис. 29), хотя коэффициент корреляции Cu и пирита не высок (0,38) (табл. 20). В осадках отдельных пачек Zn иногда хорошо коррелирует с ОВ (рис. 30), например, для осадков в пачке 4 коэффициент корреляции Zn и C_{орг} равен 0,85, для пачки 7 — 0,47, в то время как для осадков ледниковых эпох он обычно ниже 0,46. В осадках всех пачек скв. 379А наблюдается хорошая корреляция Zn с Cu (табл. 20).

В районе скв. 380, 380А, 381 современные осадки обеднены Zn (100–200) и обогащены Pb (40–60). Во всем разрезе четвертичных осадков содержания Zn сопоставимы с минимальными их величинами в современных осадках (табл. 23). Что же касается Pb, то в осадках скв. 380 его содержание такое же, как и в современных илах данного района (20–40), причем повышенные содержания приурочены лишь к отдельным прослоям, которые наиболее часты в межледниковых сериях четвертичных осадков.

В четвертичных осадках скв. 379А содержание Pb либо соответствует минимальным величинам в современных осадках (<20), либо несколько выше (20–30), причем повышенные содержания встречены в отдельных прослоях чаще всего в межледниковых пачках. Обращает внимание тот факт, что ни в одной скважине не обнаружено содержание, соответствующее их максимальным величинам (Pb > 60) в современных осадках.

Относительно повышенные содержания Pb приурочены к разным

Таблица 23

Средние содержания Zn и Pb в осадках скважин, 10⁻⁴%

Скважина	Осадок*	Zn		Pb	
		1	2	1	2
379А	а	37–134	87	3–30	15
	б	—	111	—	19
380	а	37–118	88	6–30	18
	б	—	105	—	22
380А	а	32–124	77	3–40	16
	б	—	104	—	22
381	а	—	—	3–30	16
	б	—	—	—	21
Все скважины	а	32–134	—	3–40	—

* а — в натуральном осадке, б — в пересчете на обломочный материал;
1 — пределы значений, 2 — среднее.

типам осадков: как к илам, обогащенным ОВ, так и к бескарбонатным и слабоизвестковым осадкам с низким содержанием ОВ. Pb не испытывает какой-либо корреляции ни с количественным распределением C_{орг}, ни с сульфидами (рис. 29). Из всего этого следует, что некоторое обогащение Pb отдельных прослоев может быть обусловлено главным образом периодически более интенсивной аккумуляцией обогащенного Pb терригенного материала. В скв. 379А, вероятно, это наносы Кубани, в скв. 380, 380А, 381 — наносы Дуная.

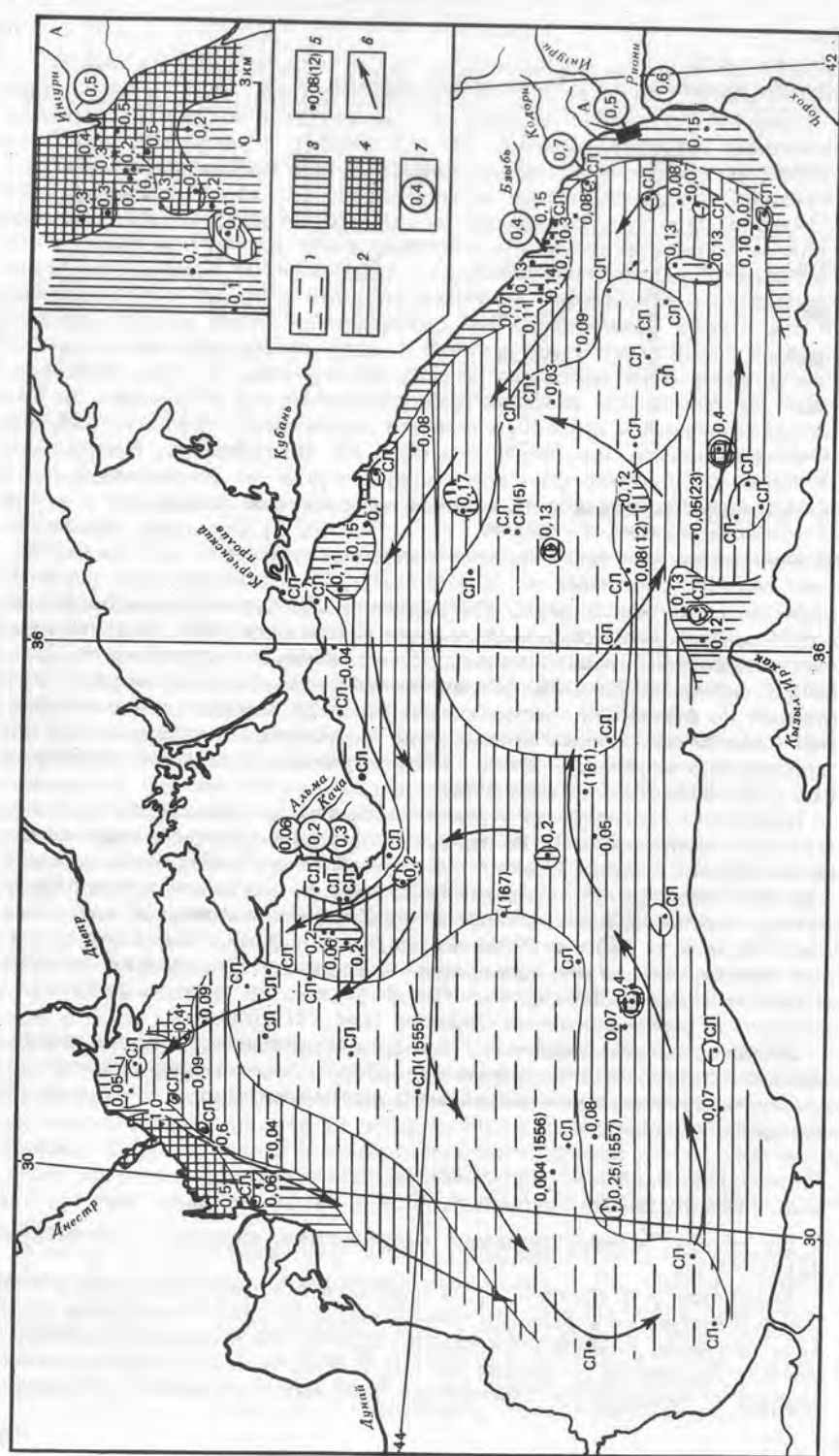
Поведение Zn в разрезе неоген-четвертичных осадков имеет несколько иной характер, чем Pb. Во-первых, отсутствует параллель локализации минимальных и максимальных содержаний Zn и Pb. Это хорошо видно как при рассмотрении отдельных прослоев, так и отдельных пачек. Средние содержания по пачкам, например, у Zn почти не меняются, в то время как у Pb в скв. 380 они повышаются, а в скв. 379А понижаются в нижних пачках. Во-вторых, повышение содержания Zn нередко тяготеет к прослоям илов, обогащенных ОВ. В-третьих, Zn тесно связан с количественным распределением сульфидов (рис. 29).

Особенности распределения Pb и Zn в современных и более древних осадках свидетельствуют о том, что общность между ними проявляется лишь в локализации максимальных их концентраций, а в остальном — поведение их различно.

7. ГРУППА ЭЛЕМЕНТОВ-ГИДРОЛИЗАТОВ (Te, Sn, Hf, Ta, Th) и Cr, V, W

В эту группу, помимо типичных гидролизатов, включены малоподвижные Cr, V, W.

Гидролизаты, а также Cr, V, W в реках мигрируют в основном в виде твердых частиц. Во взвеси рек Черного моря содержится от 0,06 до 0,70% Ti, в том числе во взвеси рек Кавказа 0,20–0,70%. В морской взвеси этот элемент составляет от следов до 1%. Ti как типичный кластофильный элемент в повышенных количествах содержится во взвеси прибрежных



вод (рис. 31). В открытом море его очень мало. Аналогичным образом, очевидно, распределены во взвеси и другие элементы данной группы.

В современных осадках Черного моря изучена геохимия Ti, Cr, V, Th и W [23, 24, 74, 75, 60]. Данные по Sn, Hf и Ta получены впервые.

Максимальные и высокие содержания Ti, Cr, V в современных осадках обнаружены в периферийной зоне впадины, причем они тяготеют к областям поступления продуктов выветривания основных пород (водосбор Понта) и совпадают с локализацией повышенных и максимальных содержаний монтмориллонита. Наиболее тесная связь с монтмориллонитом проявляется у Cr, а наименее — у Ti. В гидрологически затишных халистатических областях моря осадки обеднены всеми этими элементами. Характерно, однако, что локализация их минимумов не совпадает строго с расположением и конфигурацией современных халистаз. Таким образом, значительные количества этих элементов попадают также и в определенные районы затишных зон и концентрируются в наноилах, обогащенных ОВ. Эта особенность порождена способностью данных элементов сорбироваться органическим веществом и образовывать прочные органокомплексы.

Характерно, что к району скв. 379А в современных осадках приурочены наибольшие содержания всех трех элементов.

В позднекайнозойских осадках, как и в современных, распределение Ti, Cr и отчасти V контролируется распределением монтмориллонита и других продуктов выветривания основных и ультраосновных пород. Повышенным их содержаниям в скв. 379А сопутствуют и высокие содержания Ti, Cr, V (за некоторым исключением), и, наоборот, снижению их количеств в скв. 380 сопутствует снижение содержаний этих элементов (табл. 24).

Следует отметить, что количественная корреляционная связь между Ti, Cr, V и монтмориллонитом не является тесной (рис. 28), и для каждого элемента она своеобразна.

В натуральных осадках прослеживается уменьшение содержаний всех элементов по мере возрастания крупности материала (рис. 32).

В распределении Ti, Cr, V имеется также целый ряд индивидуальных черт, связанных с химическими их особенностями. Они проявляются в следующем:

1) Экстремальные их содержания (в пересчете на обломочный материал) как максимальные, так и минимальные, чаще всего приурочены к разным пачкам. В скв. 379А, например, Ti больше в пачке 7, V и Cr — в пачке 9 (табл. 7), а в скв. 380 максимумы всех трех элементов тяготеют к разным пачкам (табл. 14).

2) Соотношение каждого элемента с K_0 неодинаково. В скв. 379А содержания Ti равны K_0 , Cr — близки или несколько больше K_0 , а V — то равны K_0 , то больше, то меньше. Сходная картина выявляется в скв. 380.

3) Соотношения максимальных и минимальных средних содержаний для Ti — 8, для Cr — 8, для V — 4.

Р и с. 31. Содержание Ti (в %) во взвеси верхнего слоя вод (0–1 м) Черного моря, по [33]

1 — < 0,05; 2 — 0,05–0,1; 3 — 0,1–0,3; 4 — > 0,3; 5 — ме оположение изученных проб и фактическое содержание (в скобках указаны номера станций, где получены данные по распределению Ti по вертикали); 6 — постоянно действующие поверхности течения; 7 — содержание Ti в речной взвеси. Врезка А: содержание Ti во взвеси поверхностного слоя вод у устья р. Ингури

Таблица 24

Средние содержания элементов-гидролизатов (Ti, Cr, V, Th, Sn, Hf, Ta) в осадках скважин

Скважины	Осадок*	%		%		10 ⁻⁴ %	
		Ti		Cr		V	
		1	2	1	2	1	2
379А	а	0,16–0,54	0,42	51–301	150	95–240	
	б	–	0,53	–	191	–	
380	а	0,15–0,57	0,45	28–140	104	110–180	
	б	–	0,53	–	124	–	
380А	а	0,08–0,55	0,34	32–184	77	–	
	б	–	0,46	–	104	–	
381	а	0,03–0,55	0,36	25–210	109	65–250	
	б	–	0,47	–	143	–	
Все скважины	а	0,03–0,57	–	25–301	–	65–250	

*а – на натуральный осадок; б – в пересчете на обломочное вещество; 1 – пределы значений, 2 – среднее.

4) Спорадически повышены содержания Cr, V в илах, обогащенных ОВ, причем, как правило, непараллельное.

5) Отсутствие тесных корреляционных связей между элементами Ti, Cr и V в отдельных пачках осадков.

Разная судьба Ti, Cr, V проявляется уже на водосборе при подготовке и транспортировке осадочного материала в море. Хотя все они в черноморских реках переносятся главным образом во взвеси, однако соотношения взвешенной и растворенной их форм разные, доля растворов минимальна у Ti (<1%), более высокая у Cr и V (2–10%). Кроме того, от 1,0 до 31,6% Cr и от 1,1 до 2,3% V сорбируется гидроокислами [19]. По этим причинам при определенных условиях V и Cr в заметных количествах могут выноситься в удаленные от берега области и концентрироваться в осадках гидродинамически затишных районов, т.е. там, где в плейстоцене и неогене накапливались илы, обогащенные либо ОВ, либо карбонатами, либо диатомовым кремнеземом, либо всеми перечисленными компонентами почти одновременно. На наш взгляд, именно этой геохимической особенностью V и Cr следует объяснять спорадическое повышение их концентрации в перечисленных типах миоцен-четвертичных осадков.

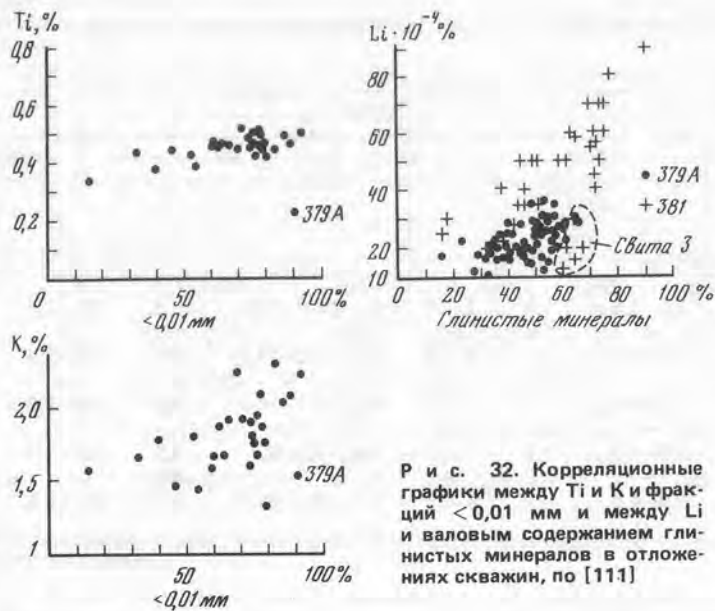
По-разному эти группы элементов концентрируются в гранулометрическом профиле взвесей. Ti больше тяготеет к крупнопелитовому материалу (0,01–0,005 мм), в то время как V и Cr – к субколлоидному (<0,001 мм), в мелководных участках Cr тяготеет к фракциям 0,05–0,001 и <0,001 мм). Таким образом, одновременное повышение содержаний всех элементов в осадках в случае аккумуляции наносов с одного источника питания исключается. Оно возможно лишь при мощном поступлении материала из разных источников. В разрезах плейстоценовых осадков скв. 379А особенно часто повышение содержаний Cr сопровож-

	10 ⁻⁴ %								
	Sn		Th		Hf		Ta		
	2	1	2	1	2	1	2	1	2
150	1,0–2,5	1,4	2–13	9	0,6–8,0	3,3	0,2–2,4	1,0	
191	–	1,8	–	–	–	–	–	–	
141	1,0–2,8	2,1	2–12	8	0,8–21,7	4,0	0,2–2,5	1,5	
169	–	2,5	–	–	–	–	–	–	1,8
–	1,0–4,0	1,7	1–17	8	0,1–14,7	2,5	0,3–2,9	0,8	
–	–	2,3	–	–	–	–	–	–	1,1
154	1,0–2,5	1,7	2–17	10	0,5–9,7	3,1	0,1–1,4	0,6	
201	–	2,2	–	–	–	4,0	–	0,8	
–	1,0–4,0	–	1–17	8	0,1–21,7	3,2	0,1–2,9	1,0	

дается падением V. Слабее это проявляется в скв. 380. Элементы перечисленной группы имеют не один, а несколько основных носителей, и это накладывает свой отпечаток на характер их распределения в осадках Ti, например, в большей части скв. 379А обнаруживает корреляционную связь с хлоритом (в меньшей степени с монтмориллонитом) и в особенности с Fe (табл. 20), а в пачке 7 – с калиевыми минералами (коэффициент корреляции Ti с K – 0,72). В пачке 8 и частично 9 скв. 381 проявляется связь Ti с количественным распределением иллита и хлорита.

Хром подобно Ti, связан как с глинистыми, так и железистыми минералами. Некоторая общность их судьбы подтверждается неплохой корреляционной связью Fe и Cr в скв. 379А. Однако корреляционная связь Fe/Cr проявляется не всегда, т.е. гораздо хуже чем у Fe/Ti. Кроме того, Cr испытывает значительные количественные колебания в илах с повышенными содержаниями C_{орг} (1–2,75%), от 75 до 235 (в пересчете на ббв). Таким образом, спорадически эти илы обогащаются Cr, чего не наблюдается у Ti. Причина, вероятнее всего, коренится в концентрации в этих прослоях подвижных форм Cr. Характерно, что в скв. 379А содержания Cr в ряде случаев существенно повышают K₀, приближаясь к K_{осн}. Это свидетельствует о том, что его источником были не только основные, но и ультраосновные породы.

У ванадия, помимо связи с монтмориллонитом и другими продуктами выветривания основных и ультраосновных пород, обнаруживается связь с ОВ. В некоторых прослоях, обогащенных органикой, его содержания заметно повышены. В этом находит свое проявление способность V образовывать коллоидальные и ванадий-органические соединения [15]. V извлекается из растворов планктоном, осаждается на дно вместе с органическим детритом. Отчасти он сорбируется гелями Fe(OH)₃, Mn(OH)₂ или SiO₂ · H₂O. В этих случаях V, очевидно, перераспределяется в про-



Р и с. 32. Корреляционные графики между Ti и K фракций $<0,01$ мм и между Li и валовым содержанием глинистых минералов в отложениях скважин, по [111]

цессе диагенеза осадков. Можно предположить, что прослой диагенетических осадков, в частности, илы, обогащенные Fe, Mn могут содержать повышенные количества V.

Олово. Этот элемент стоит несколько особняком от предыдущей группы. Его геохимия в Черном море не изучена.

В разрезе миоцен-четвертичных осадков содержания Sn заметно меньше K_0 и близки K_K (табл. 24), что свидетельствует о ясном его тяготении к продуктам разрушения кислых пород. Повышенным их поступлением в район скв. 380 следует объяснить более высокие его содержания здесь в разрезе плиоцен-четвертичных осадков по сравнению со скв. 379А.

Обращает внимание обогащение Sn миоценовых варв (скв. 380А). На наш взгляд, причиной тому является повышение качества аксессуарных минералов в тонких алевритовых прослойках этих варв.

Торий. Как показало изучение тория в донных осадках Черного моря [75, 43], ^{232}Th тесно связан с терригенным обломочно-глинистым материалом, в то время как основными концентраторами ^{230}Th является Fe, Mn, $C_{орг}$ и P. Биогенные карбонаты кальция и аморфный кремнезем являются разбавителями его содержаний.

Содержание Th в натуральных осадках изученных скважин меняется в пределах от 1 до 17. В среднем же по скважинам оно колеблется от 6 (скв. 380А) до 11 (скв. 381, табл. 24). Верхний предел соответствует K_0 , нижний — значительно меньше него. При пересчете на обломочный материал средние концентрации Th заметно возрастают и колеблются в пределах от 8 (скв. 380 и 380А) до 14 (скв. 381).

Средние значения Th по пачкам также заметно меняются. В скв. 379А, 380 и 380А наблюдаются циклические незначительные изменения концентраций Th, причем в эпохи оледенений концентрации несколько уменьшились, а в межледниковые — повышались. Поскольку Th, являясь типичным элементом-гидролизатом, накапливается в тонкой части про-

дуктов выветривания [127], то и в периоды потепления, когда в море выносится главным образом глинистый материал, Th должен несколько обогащать его.

Гафний. Предельные содержания Hf, обнаруженные в осадках пробуренных скважин, отличаются более чем в 200 — от 0,1 до 21,7 (табл. 24). Средняя величина по всем скважинам — от 2,3 до 4,7. Эти величины выше значений для магматических пород, но ниже K_0 . При пересчете на биогенный материал средние концентрации возрастают от 3,1 до 5,6.

Если рассматривать средние значения по пачкам, можно увидеть, что в нижней части скв. 379А до пачки 5 также, как и для Th существует цикличность, только обратная распределению Th. В межледниковые эпохи содержание Hf ниже, чем в ледниковые. Такая же картина наблюдается и в скв. 380 и 380А.

Тантал. Средние содержания Ta по скважинам ниже K_0 (табл. 24). Это обстоятельство удивительно, так как по своим геохимическим свойствам Ta весьма похож на все остальные элементы-гидролизаты. Дефицит тантала в осадках исследуемых скважин непонятен.

Если рассматривать распределение Ta по пачкам в скв. 379А, 380 и 380А, то легко увидеть, что для скв. 379А характер его распределения сильно напоминает распределение Hf. В скв. 380 и 380А распределение Ta неотчетливо. Если в осадках поздних ледниковых эпох его концентрации велики, а затем понижаются, как это было у Hf, то в более древних осадках (эоплейстоцен) концентрация Ta резко понижается и вновь возрастает к плиоцену.

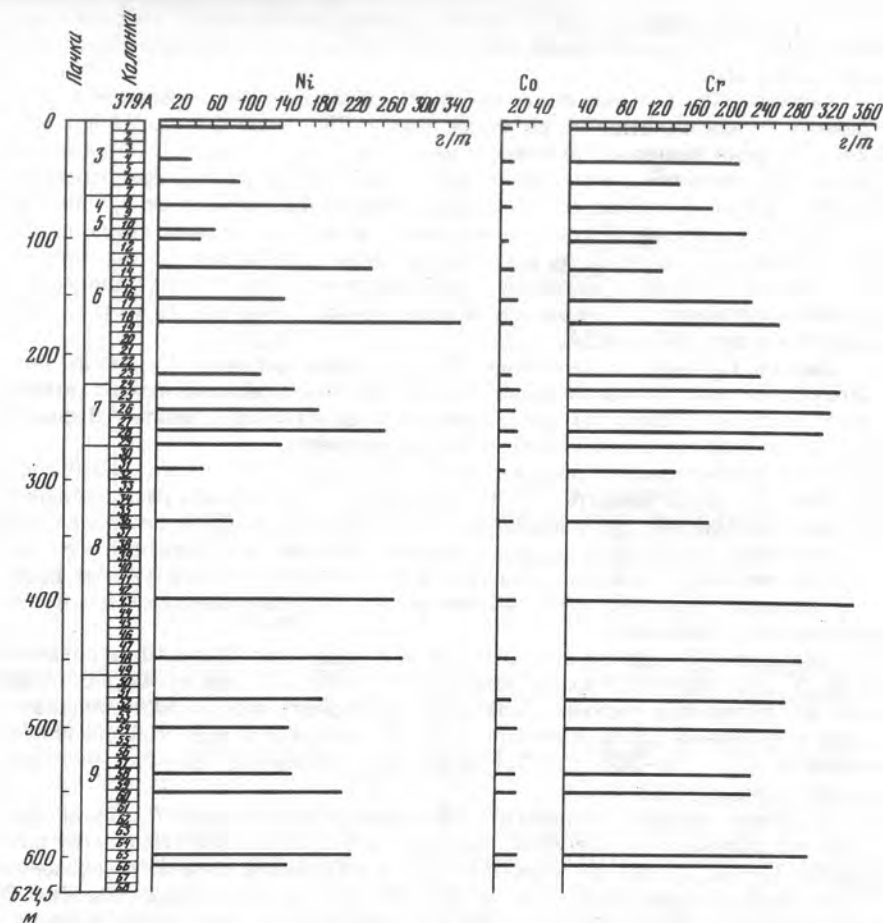
Вольфрам. В осадках скв. 380 и 380А найдено от 10 до 40 (в среднем 19) W. Это заметно больше, чем его K_0 (табл. 12) или примерно столько же, сколько в верхнем слое осадков Черного моря [60]. Минимальные содержания этого элемента (10–13) найдены в терригенных слабоизвестковых (10–30% $CaCO_3$) илах, максимальные (30–40) — в бескарбонатных ($<10\% CaCO_3$).

Карбонат кальция является разбавителем содержаний W. После расчета на обломочный материал пределы его содержаний становятся равными 11–42, а среднее значение — 21. Наибольшие средние содержания W найдены в илах пачек Ic и Ig (22–26), т.е. в ледниковых осадках. В осадках скв. 380А содержится 14, а в пересчете на ббв — 17 W. Наибольшие его средние содержания найдены в осадках пачки IVa, наименьшее — в пачках IVb и V. Вольфрам мигрирует преимущественно в виде взвеси (грубой и тонкой) и распределяется в море согласно законам механической дифференциации. Ледниковые илы характеризуются наибольшей грубозернистостью. Отсюда становится понятным приуроченность повышенных содержаний W именно к ледниковым осадкам.

8. О РАСПРЕДЕЛЕНИИ Ni, Co, Cr, V ВО ФРАКЦИИ $<0,001$ ММ

Нами изучалось распределение малых элементов Ni, Co, Cr, V в глинистой фракции ($<0,001$ мм) донных осадков Черного моря из скв. 379А, 380, 380А и 381.

В отложениях скв. 379А (рис. 33) найдены экстремально высокие средние содержания Ni — 169 (пределы — от 40 до 290). Для фракции $<0,001$ мм осадков этой скважины характерны также более высокие, чем в других скважинах содержания Co, Cr и V (табл. 25). Отмеченные различия в содержаниях малых элементов изучаемых скважин, как говорилось выше, обусловлены разными источниками осадочного мате-



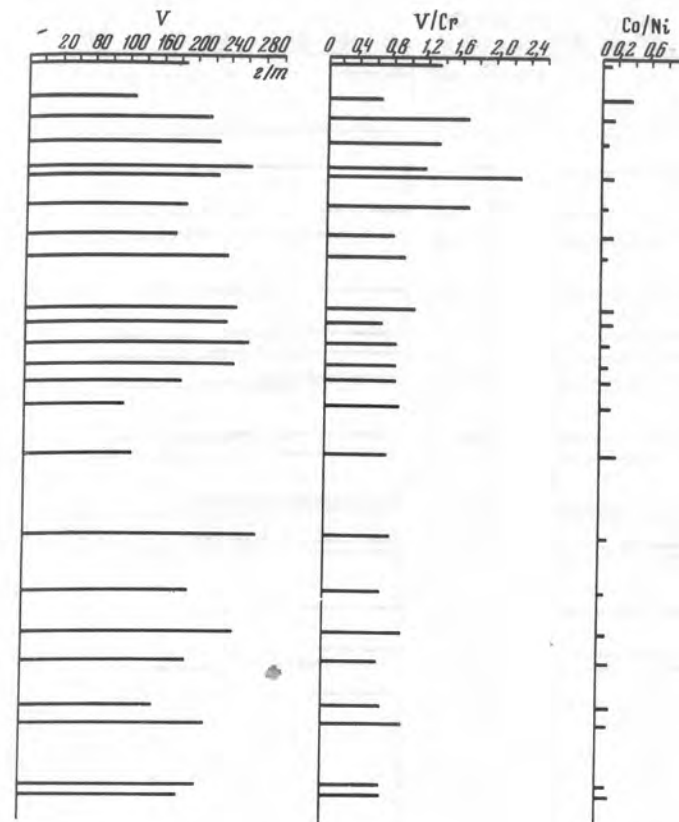
Р и с. 33. Содержание Ni, Co, Cr, V, V/Cr и Co/Ni в фракции < 0,001 мм отложений скв. 379А

Т а б л и ц а 25

Средние содержания (\bar{X}) микроэлементов во фракции < 0,001 мм донных осадков Черного моря (10^{-4} %)

Скважина	Ni	Co	Cr	V
379А	$\frac{169}{40 - 290}$	$\frac{18}{8 - 26}$	$\frac{213}{100 - 340}$	$\frac{209}{120 - 270}$
380, 380А	$\frac{63}{25 - 120}$	$\frac{12}{5 - 22}$	$\frac{142}{80 - 220}$	$\frac{139}{52 - 250}$
381	$\frac{89}{34 - 220}$	$\frac{16}{8 - 30}$	$\frac{194}{90 - 330}$	$\frac{224}{95 - 320}$

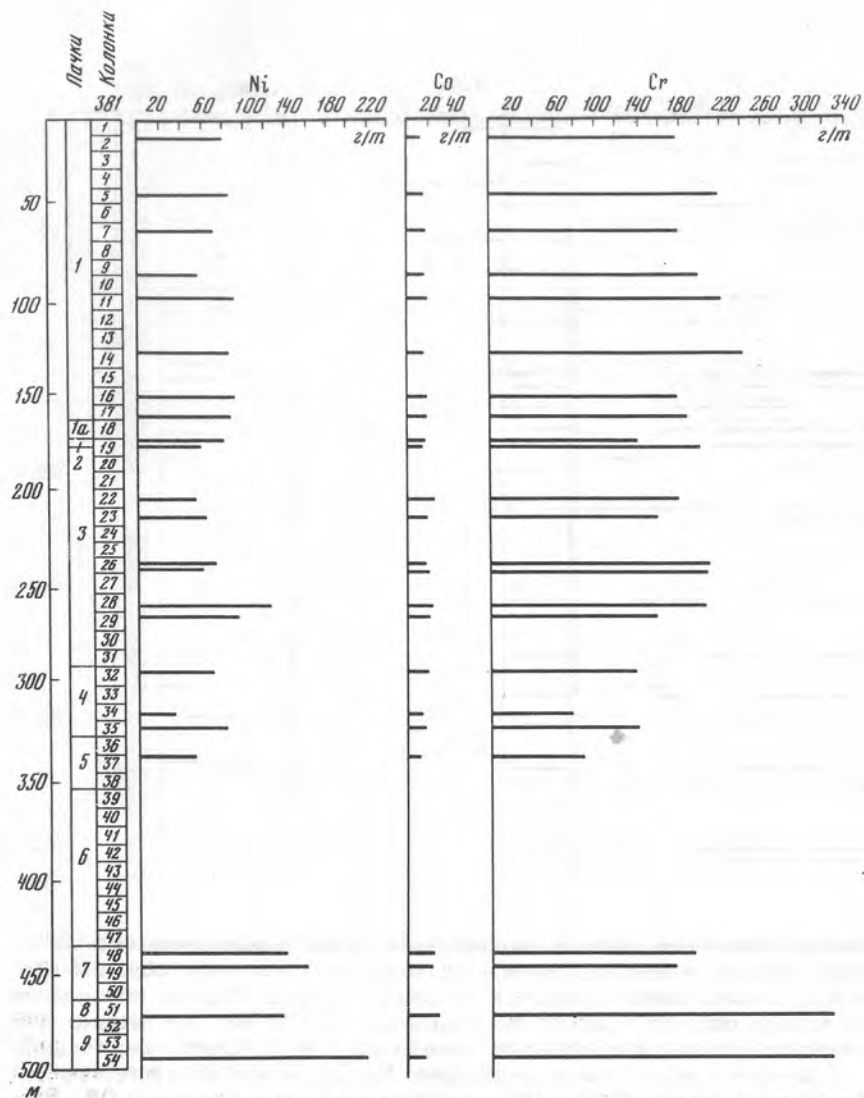
П р и м е ч а н и е. В числителе — среднее содержание элементов, в знаменателе — пределы содержания элементов.



риала. Решающую роль в четвертичном осадконакоплении скв. 379А играл южный водосбор, причем накапливались главным образом продукты выветривания основных и средних пород. Отсюда обогащение не только осадков в целом, но и фракции < 0,001 мм генетически связанными с основными породами элементами (Fe, Ti, Cr, Ni, Co, V и др.).

Отмечается общий пик в содержании Ni, Co, Cr и V, соответствующий росс-вюрмским межледниковым отложениям, обогащенным ОВ. Второй пик характерен миндель-рисским отложениям. Он характеризуется повышенными содержаниями Ni, Cr, V. Пачка 8 формировалась в холодных климатических условиях. В отложениях этой пачки установлены пониженные содержания ОВ и более низкие содержания Ni и V. Некоторые повышения содержания малых элементов отмечены для следующей пачки 9.

С целью восстановления окислительно-восстановительных условий осадконакопления мы использовали предложенные Э. Вернером [12] геохимические коэффициенты V/Cr и Co/Ni. По данным этого автора отношение $V/Cr \geq 1$ и $Co/Ni \leq 1$ могут указывать на восстановительные условия осадконакопления. В скв. 379А отношения $V/Cr > 1$, $Co/Ni < 1$



Р и с. 35. Содержание Ni, Co, Cr, V, Co/Ni и V/Cr во фракции $< 0.001 \text{ мм}$ отложений скв. 381

приурочены к толще вюрмских отложений. Вниз по разрезу отношения V/Cr и Co/Ni оказываются ниже единицы и соответствуют, вероятно, окислительным условиям осадкообразования.

Таким образом, для глинистых фракций отложений скв. 379А характерно: 1) самые высокие содержания Ni, повышенные содержания Cr, V, Co, обусловленные влиянием питающей провинции (южный водосбор); 2) в пачках межледниковых отложений, обогащенных ОВ, увеличены повышенные содержания малых элементов; 3) осадконакопление протекало, вероятно, в окислительных условиях.



Миоцен-четвертичные отложения скв. 380, 380А, 381 находились под влиянием другой питающей провинции (сток северо-западных рек). Осадки скв. 380, 380А, 381 обеднены Ni, Co, Cr (рис. 34, см. вкл.; 35), что связано с влиянием продуктов выветривания кислых и средних пород.

Для отложений скв. 380, 380А характерно повышение содержания малых элементов в межледниковых пачках.

Содержания Ni и Co во фракции $< 0,001 \text{ мм}$ миоцен-четвертичных отложений скв. 380, 380А, 381 ниже, чем в скв. 379А, что связано с обедненностью этими элементами взвеси рек Дуная, Днестера и Днепра, питающих район этих скважин. В нижней части разреза 380 и 381 содержания малых элементов значительно повышаются и приближаются к значениям, установленным для фракции $< 0,001 \text{ мм}$ скв. 379А.

Таким образом, осадки скв. 380, 380А, 381 характеризуются пониженными содержаниями элементов (Ni, Co, Cr). Повышение содержаний малых элементов приурочено к теплым межледниковым эпохам. Потепление, накопление ОВ, изменение окислительно-восстановительных условий в период межледниковий приводило к повышению концентраций малых элементов. Сокращение стока северо-западных рек в период оледенения приводило к понижению концентраций малых элементов.

9. ЩЕЛОЧНЫЕ МЕТАЛЛЫ (K, Na, Li, Rb, Cs)

Эта группа элементов генетически связана с тонкодисперсным терригенным материалом, главным образом глинистым, в меньшей степени — обломочным (слюдами, полевыми шпатами). Li входит в решетку глинистых минералов, сподумена, лепидолита и других минералов и нередко изоморфно замещается в них Rb и Cs [6]. Из глинистых минералов Li больше тяготеет к каолиниту, Cs — к каолиниту и смешанно-слоистым минералам, Rb замещает K в калиевых минералах. В связи с тем, что основное количество K, Li, Rb, Cs в осадочном цикле связано с глинистыми минералами [6], можно предполагать, что все они мигрируют в море главным образом в виде взвесей. Поглощение этих элементов из морских вод, если и имеет место, то оно очень незначительно. В целом Li, Rb, Cs являются постоянными спутниками K и Na.

Геохимия щелочных металлов в донных осадках Черного моря изучена слабо, хотя в последнее время и получены интересные данные по распределению K, Na, Li, Rb в разрезах верхнечетвертичных осадков [115].

В осадках скважин щелочные металлы испытывают явное тяготение к обломочно-глинистому материалу (главным образом, глинистому), что хорошо видно на корреляционных графиках (рис. 32). В осадках

скв. 379А выявлена довольно четкая прямая корреляция между K_2O и Al_2O_3 , а также между Rb и K_2O [108]. Коэффициент корреляции в осадках данной скважины для K и Na с суммой глинистых минералов равен 0,53 и 0,38 соответственно. Это еще раз подтверждает, что количественное распределение щелочных элементов в разрезах позднекайнозойских осадков контролируется распределением терригенного алюмосиликатного материала, содержание и состав которого весьма изменчивы.

Вместе с тем в поведении каждого из элементов имеется ряд специфических черт, что хорошо видно: во-первых, по слабому проявлению прямых корреляционных связей между элементами, в особенности между K и Na (табл. 20); во-вторых, максимумы и минимумы средних содержаний приурочены не к одним и тем же, а к разным пачкам; в-третьих, если содержания K и Na в скв. 379А и 380А мало различаются, то содержания Li, Rb, Cs в скв. 380 существенно больше (табл. 26); в-четвертых, по сравнению с K_0 средние содержания K, как правило, выше, Na близки K_0 , а Li, Rb, Cs — существенно ниже, приближаясь к кларку средних и кислых пород.

И последнее, содержания Li, Rb, Cs довольно высокие в слабощелочных диатомовых илах и сидеритовых прослоях, встречаемых в верхней части плиоценовых отложений.

Причина этих явлений отчасти кроется в качественном составе исходного материала, поставляемого с водосбора, т.е. в слабой поставке продуктов выветривания кислых и средних пород с водосбора Понта и в интенсивном их поступлении с северо-западного водосбора. Этим следует объяснить различия в содержаниях Li, Rb, Cs между скв. 379А и 380. Наиболее тонкая часть взвесей Дуная и Днестра на современном этапе состоит главным образом из смешанно-слоистых (слюда-монтмориллонит) образований [49], которые являются концентраторами Li, Rb, Cs [6]. В плиоцене, как видно из данных палинологического ана-

Таблица 26

Средние содержания щелочных элементов (K, Na, Li, Rb, Cs) в осадках скважин

Скважина	Осадок*	%			
		K		Na	
		1	2	1	2
379А	а	0,58—2,92	1,69	0,17—1,91	0,91
	б	—	2,15	—	1,15
380	а	1,09—2,90	2,08	0,76—1,66	1,15
	б	—	2,48	—	1,37
380А	а	0,34—3,04	1,90	0,30—2,37	1,40
	б	—	2,58	—	1,88
381	а	—	—	—	—
	б	—	—	—	—
Все скважины	а	0,34—3,04	—	0,17—2,37	—

*а — натуральный осадок; б — в пересчете на обломочный материал; 1 — пределы значений, 2 — среднее.

10 ⁻⁴ %					
Li		Rb		Cs	
1	2	1	2	1	2
8—35	22	22—90	53	2,0—6,8	4,7
—	28	—	67	—	6,0
10—55	32	30—150	76	3,5—7,0	5,6
—	38	—	91	—	6,7
10—60	30	30—120	66	2,5—7,0	4,9
—	40	—	89	—	6,6
12—90	44	60—200	121	3,0—12,0	7,8
—	58	—	158	—	10,2
8—90	—	22—200	—	2,0—12,0	—

лиза осадков, климат был теплым гумидным, и процессы химического выветривания на водосборе протекали более интенсивно, чем сейчас. Таким образом, выносы рек были более обогащены рассматриваемыми элементами. Вот почему в соответствующих сериях плиоценовых отложений наблюдаются максимальные содержания К, Li, Rb, Cs.

Как показали исследования голоценовых и верхнеюрмских осадков Черного моря [99, 101], в процессе метаморфизации химического состава иловых вод (т.е. образования вод хлоридно-натрий-кальциевого типа) сильно понижаются в них концентрации Na и особенно K, причем Na иловой воды вытесняет Ca из поглощенного комплекса морских осадков, что в конечном счете приводит к выпадению карбонатов из иловых растворов. Понижение концентраций K, по мнению О.В. Шишкиной, связано с теми же обменными процессами, как и у Na, а также может быть вызвано извлечением K из иловой воды в процессе образования глинистых минералов.

Несомненно, что щелочные металлы перераспределялись в процессе диагенеза миоцен-четвертичных осадков, особенно в скв. 380 и 380А, где иловые воды сильно метаморфизованы. Очевидно, параллельно обогащению осадков железистыми карбонатами в ряде прослоев шел процесс и обогащения Li, Rb, Cs, что связано главным образом с адсорбцией K из иловых растворов.

10. ФОСФОР, ФТОР И БОР

Фосфор. В современных осадках у фосфора, как и у других подвижных элементов, отчетливо выражены пелагические максимумы содержаний: >0,05 в натуральных осадках и 0,10% после пересчета [24, 79]. Правда, западный 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).

Содержания P в осадках скважин колеблются в пределах 0,01–0,77% (табл. 27). Сравнительно детально P был изучен в осадках скв. 379А (рис. 19). По нашим данным, его содержания колеблются в пределах 0,05–0,22%, а по Кальверту и Батчеролу [108] – в пределах 0,07–0,15%. Чаше же всего содержания P находятся в пределах 0,07–0,10% и в среднем они равны 0,08%, что соответствует его кларку в глинах и сланцах.

Средние содержания P в осадках различных пачек скв. 380 и 380А находятся в пределах 0,04–0,14%. В целом по скв. 380 среднее содержание равно 0,06% (в пересчете – 0,07%), в терригенных осадках скв. 380А – 0,04%, в карбонатных осадках – 0,05% (в пересчете – 0,10%). Полученные нами средние данные по этим скважинам в целом хорошо совпадают со средними данными М.Г. Глаголевой [24] для современных осадков Черного моря. Как наши данные, так и данные М.А. Глаголевой, показывают, что осадки Черного моря, за исключением осадков из скв. 379А, содержат несколько меньше P, чем его K_0 . Причины обеднения P пока не совсем понятны.

Минимальные содержания P (0,01%) найдены в пробе 17–2, 56–70 см (скв. 380А), представленной карбонатными (54,70% CaCO_3) биогенными илами (в пробе содержится кальцита – 84%, кварца – 5%, глинистых минералов – 12%).

Больше 0,10% P обнаружено всего лишь в четырех пробах скв. 380А, а также в девяти пробах скв. 379А. В первом случае пробы оказались карбонатными. В пробе 9–6, 97–106 см (скв. 380А) найдено 0,14% P

Таблица 27

Средние содержания P, F и B в осадках скважин

Скважина	Осадок*	%		10 ⁻⁴ %			
		P		F		B	
		1	2	1	2	1	2
—							
379А	а	0,05–0,22	0,08	250–2400	565	42–154	110
	б	—	0,10	—	719	—	140
380	а	0,03–0,20	0,06	370–610	477	128–161	147
	б	—	0,07	—	570	—	176
380А	а	0,01–0,77	0,06	80–860	616	66–223	125
	б	—	0,08	—	833	—	169
381	а	0,03–0,24	0,07	220–760	522	—	—
	б	—	0,09	—	682	—	—
Все скважины	а	0,01–0,77	—	80–2400	—	42–223	—

*а – в натуральном осадке; б – в пересчете на обломочный материал; 1 – пределы значений, 2 – среднее.

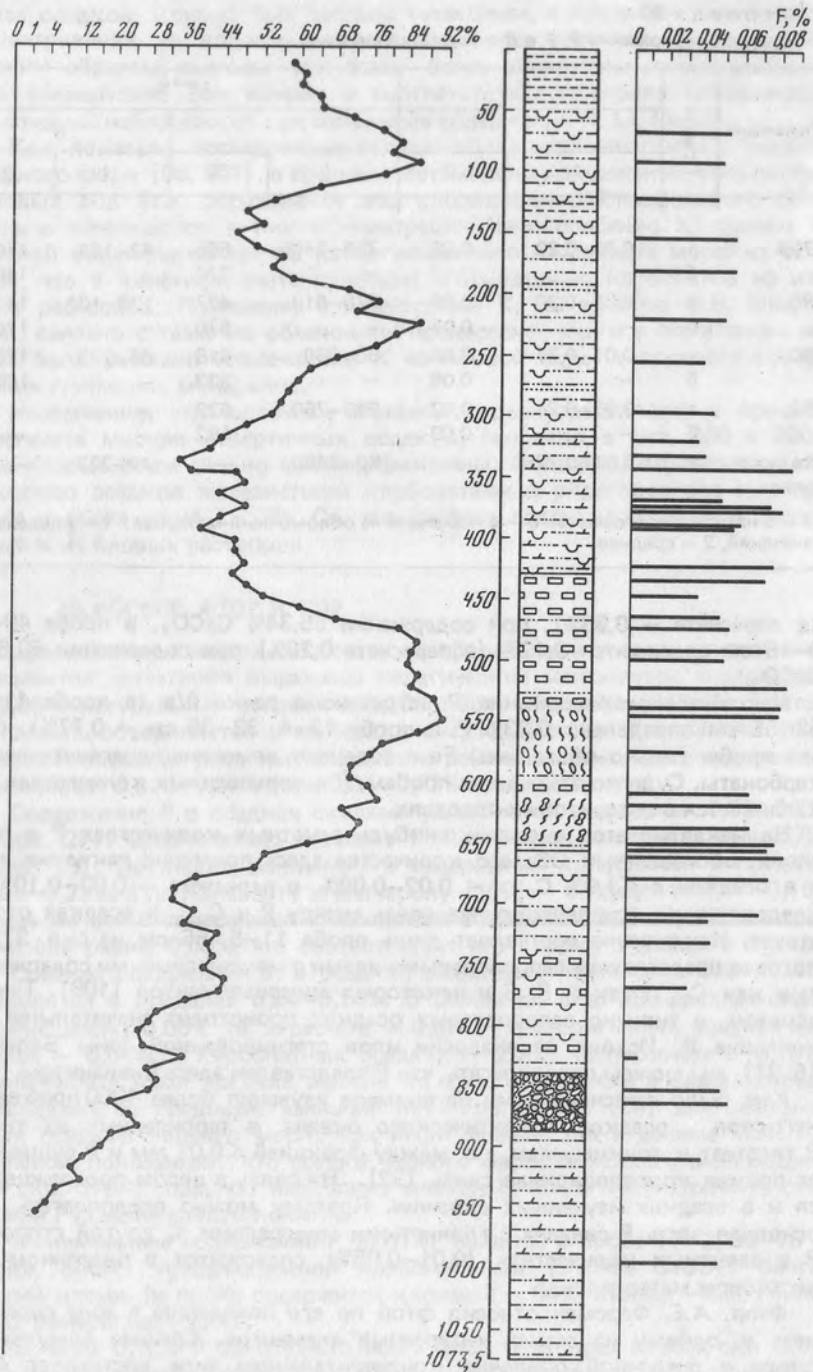
(в пересчете – 0,33%), при содержании 55,34% CaCO_3 , в пробе 49–5, 0–15 см содержится 0,12% (в пересчете 0,28%) при содержании 50,57% CaCO_3 .

Максимальное содержание P встречено в пачке IVa (в пробе 41–1, 53–55 см определено 0,33% P, в пробе 42–4, 33–35 см – 0,77%). Обе эти пробы сильно обогащены Fe и содержат хемогенно-диагенетические карбонаты. Судя по этим двум пробам, P в повышенных количествах накапливается в сидеритовых прослоях.

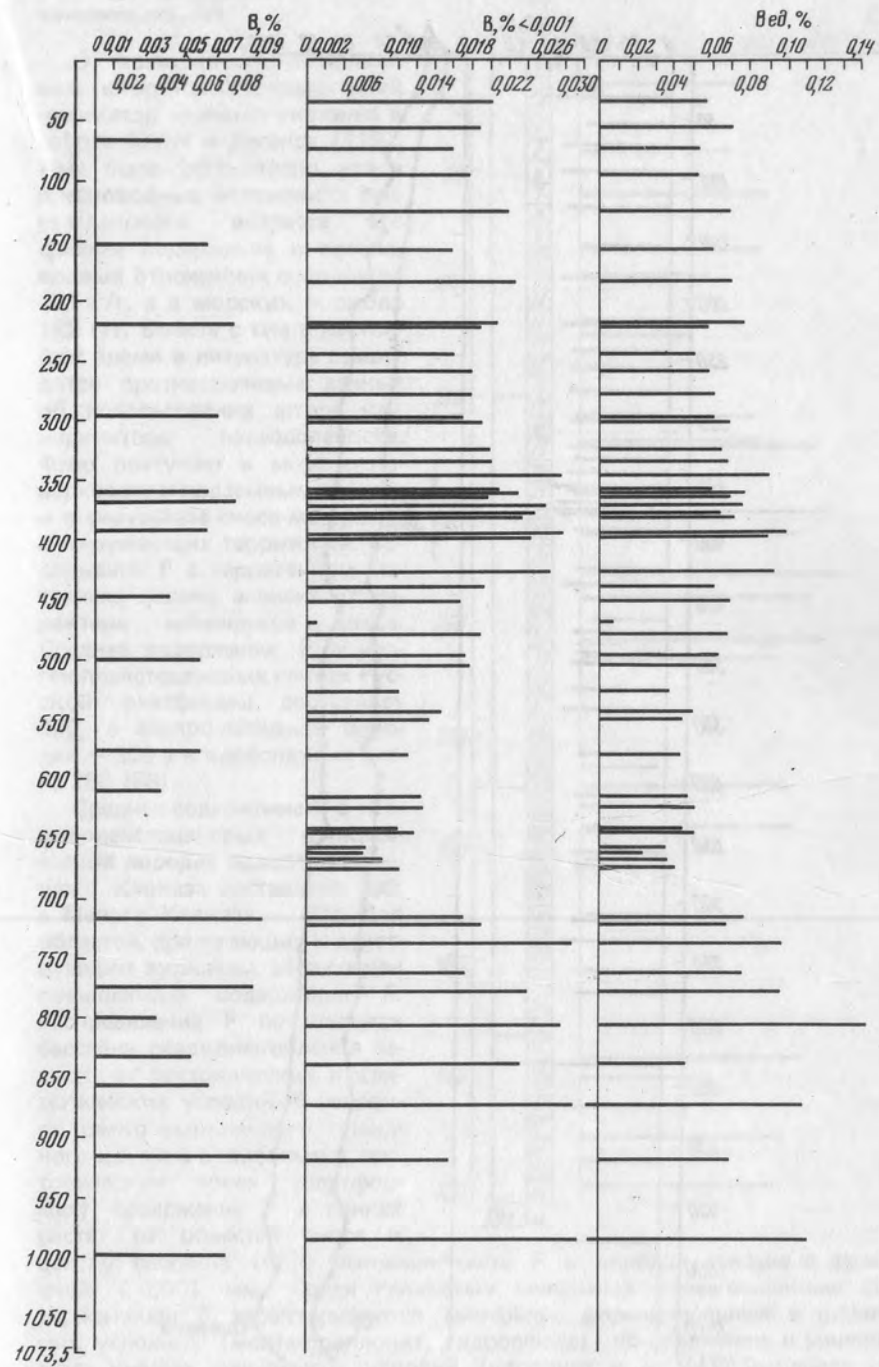
Не накапливается в сколько-нибудь заметных количествах P в прослоях, обогащенных ОВ: его количества здесь примерно такие же, как и в осадках с <1,0% $\text{C}_{орг}$ – 0,02–0,08%, в пересчете – 0,03–0,10% P. Следовательно, корреляционная связь между P и $\text{C}_{орг}$ в осадках отсутствует. Исключение составляет лишь проба 11–5, 55 см из скв. 379А, которая представлена сапропелевыми илами с максимальными содержаниями как $\text{C}_{орг}$, так и P, S и некоторых микроэлементов [108]. Таким образом, в типично сапропелевых осадках происходит значительное накопление P. Исходя из аналогии илов стагнированной зоны Балтики [5, 31], мы можем предполагать, что P представлен здесь вивианитом.

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 [32]. Эта связь в целом прослеживается и в осадках изученных скважин. Поэтому можно предполагать, что основная часть P связана с глинистыми минералами. С другой стороны, P в заметных количествах (0,01–0,05%) содержится в биогенном известковом материале.

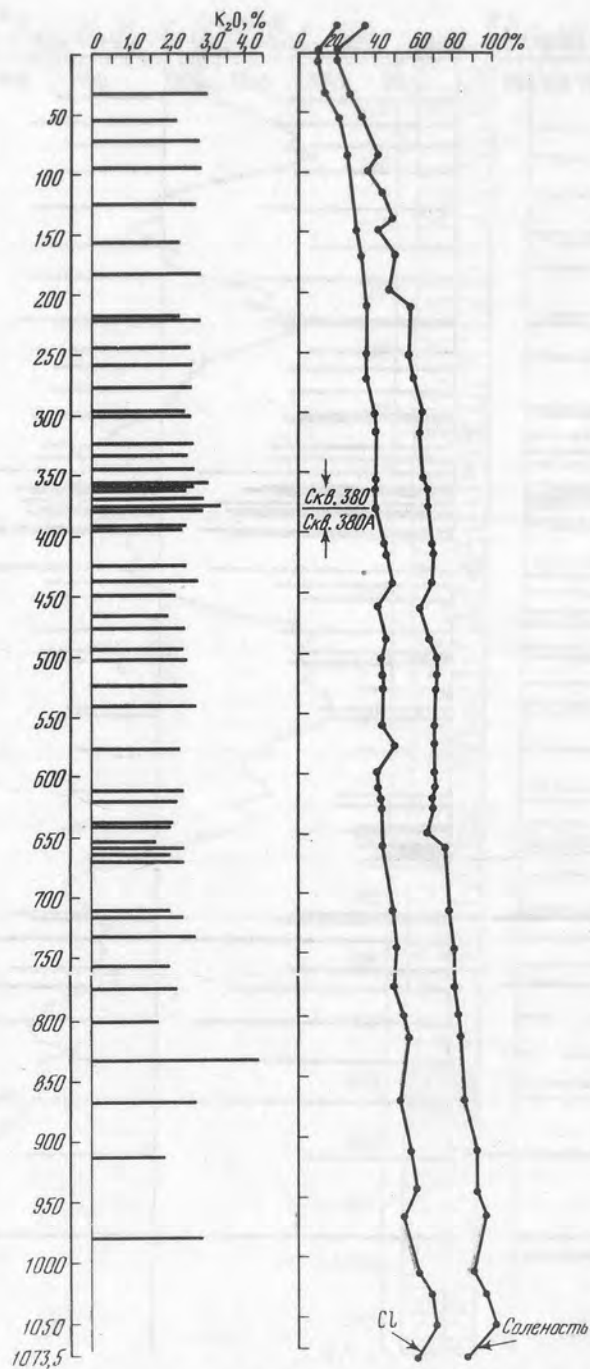
Фтор. А.Е. Ферсман относил фтор по его поведению в зоне гипергенеза к одному из самых интересных элементов. Среднее содержание фтора в осадочной оболочке континентального типа составляет 440, а в океанической – 520 [68] (табл. 27).



Р и с. 36. Литологический разрез скв. 380/380А, его споро-пыльцевой спектр, распределение F, В и К₂О (%) в отложениях, их хлорность и соленость, по [111]



Р и с. 36 (продолжение)

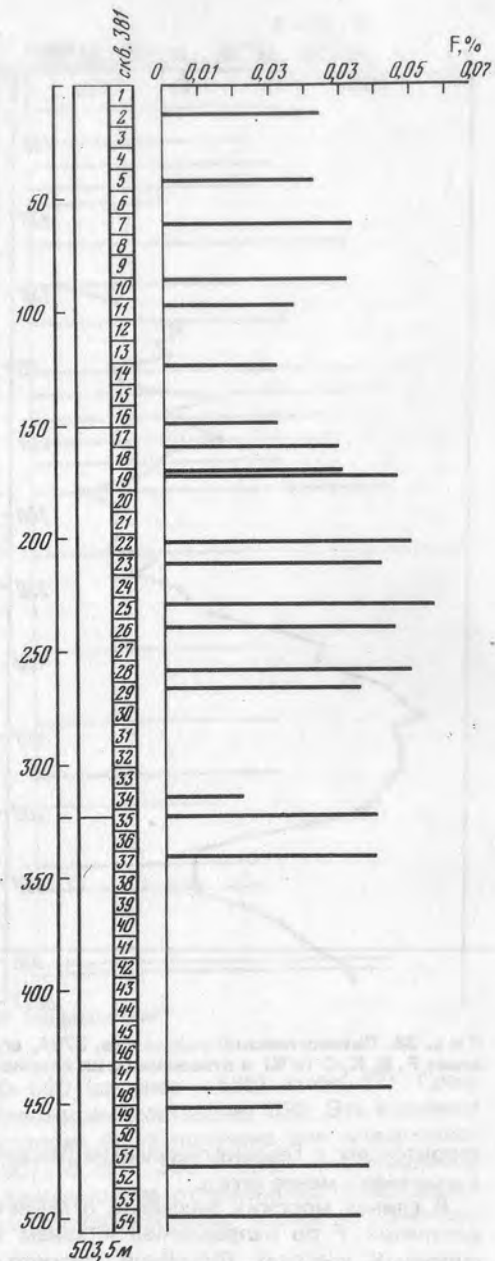


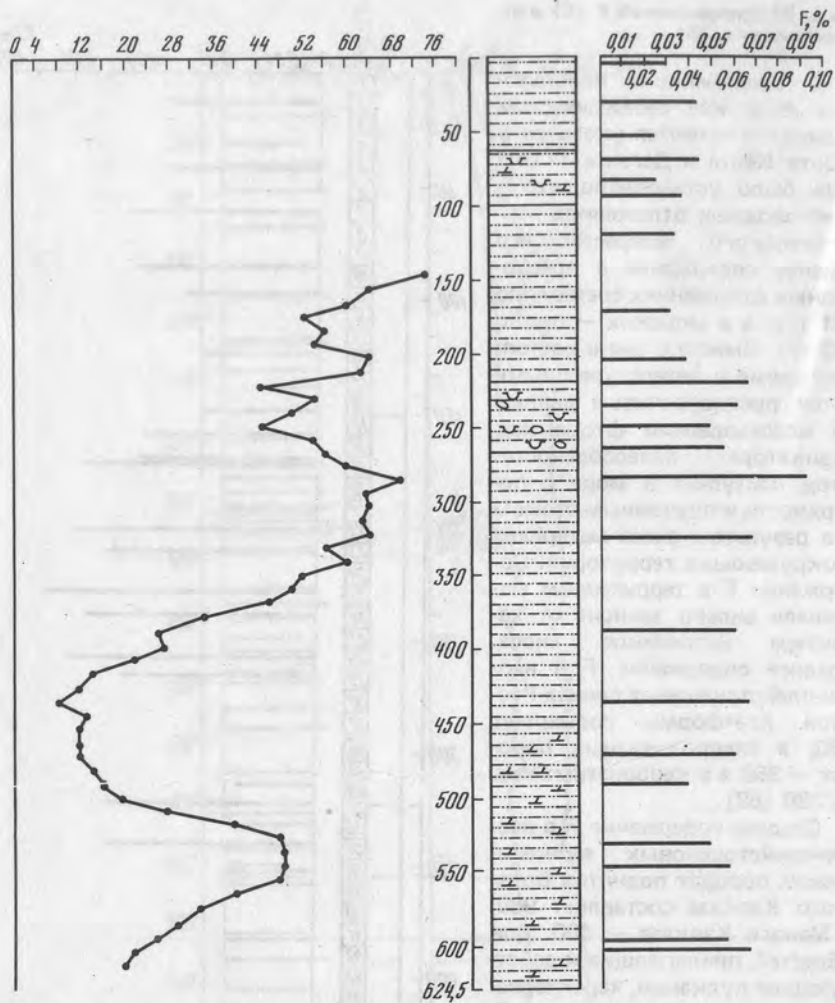
Р и с. 36 (окончание)

Р и с. 37. Распределение F (%) в отложениях скв. 381

О возможности использовать фтор как геохимический индикатор имеются указания в работе Кейта и Дегенса [119]. Ими было установлено, что в пресноводных отложениях пенсильванского возраста его среднее содержание в пресноводных отложениях составляло 121 г/т, а в морских — около 182 г/т. Вместе с тем в настоящее время в литературе приводятся противоречивые данные об использовании фтора как индикатора палеосолености. Фтор поступает в море с поверхности и подземным стоком и в результате сноса материала с окружающих территорий. Содержание F в терригенном материале сильно зависит от характера источников сноса. Среднее содержание F в неоген-плейстоценовых глинах Русской платформы составляет 660, а алевро-песчаных породах — 350 а в карбонатных всего 280 [68].

Среднее содержание F в неоген-плейстоценовых вулканических породах поднятия Большого Кавказа составляет 980, а Малого Кавказа — 400. Для областей, прилегающих к действующим вулканам, характерны повышенные содержания F. Распределение F по площади бассейна осадконакопления зависит от тектонических и климатических условий. В условиях резко выраженного гумидного климата в стабильных тектонических зонах (платформах) содержание F в глинах растет от областей сноса к центру бассейна [68]. Основная часть F в породах связана с фракцией $< 0,001$ мм. Среди глинистых минералов более высокими содержаниями F характеризуются минералы, формирующиеся в щелочных условиях (монтмориллонит, гидрослюда), по сравнению с минералами кислых фациальных условий (каолинит и др.). В бассейнах на



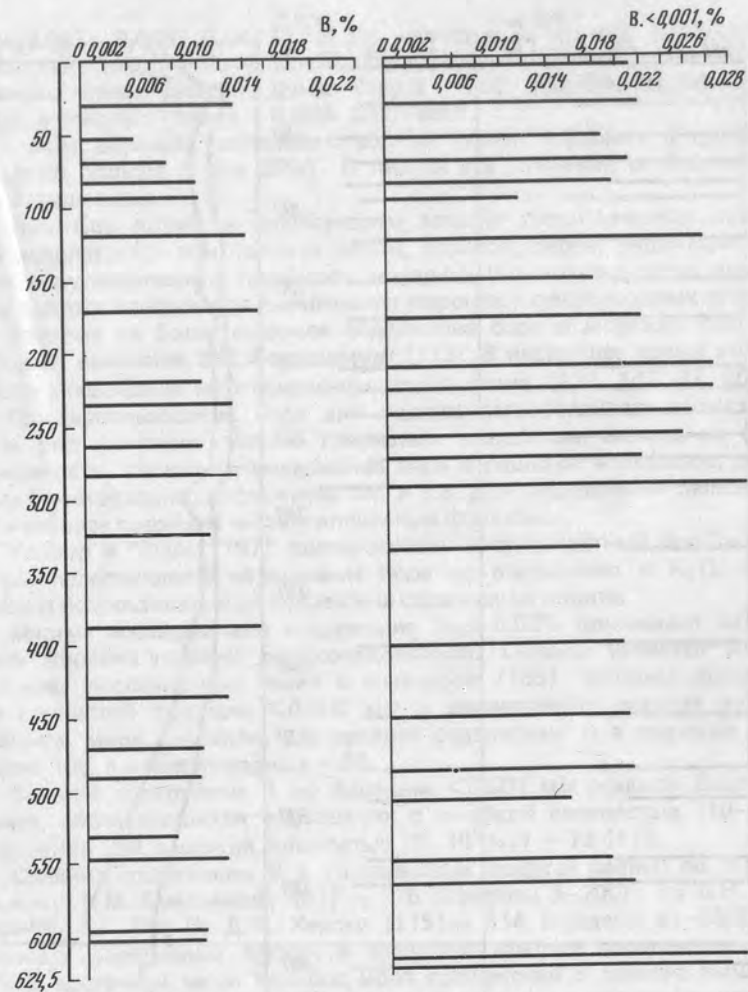


Р и с. 38. Литологический разрез скв. 379А, его споро-пыльцевой спектр и распределение F, B, K, O (в %) в отложениях, их хлорность и солёность, по [111]

территориях с геосинклинальным режимом зональность в распределении F выражена менее четко.

В глинах морских бассейнов отмечается постепенное повышение концентраций F по направлению к зонам максимального засоления. В засоленных участках бассейнов глинистые минералы захватывают F (а также K) из морской воды. А.Б. Ронов и соавторы [68] обращает также внимание на положительную корреляционную связь F с некоторыми другими элементами, отражающими изменение солёности вод бассейна — Mg, Cl, $S_{\text{сульфат}}$.

Содержание фтора колеблется в скв. 380/380А от 80 до 860 (среднее для скв. 380 — 477 и скв. 380А — 616), в скв. 381 — 220—770 (сред-

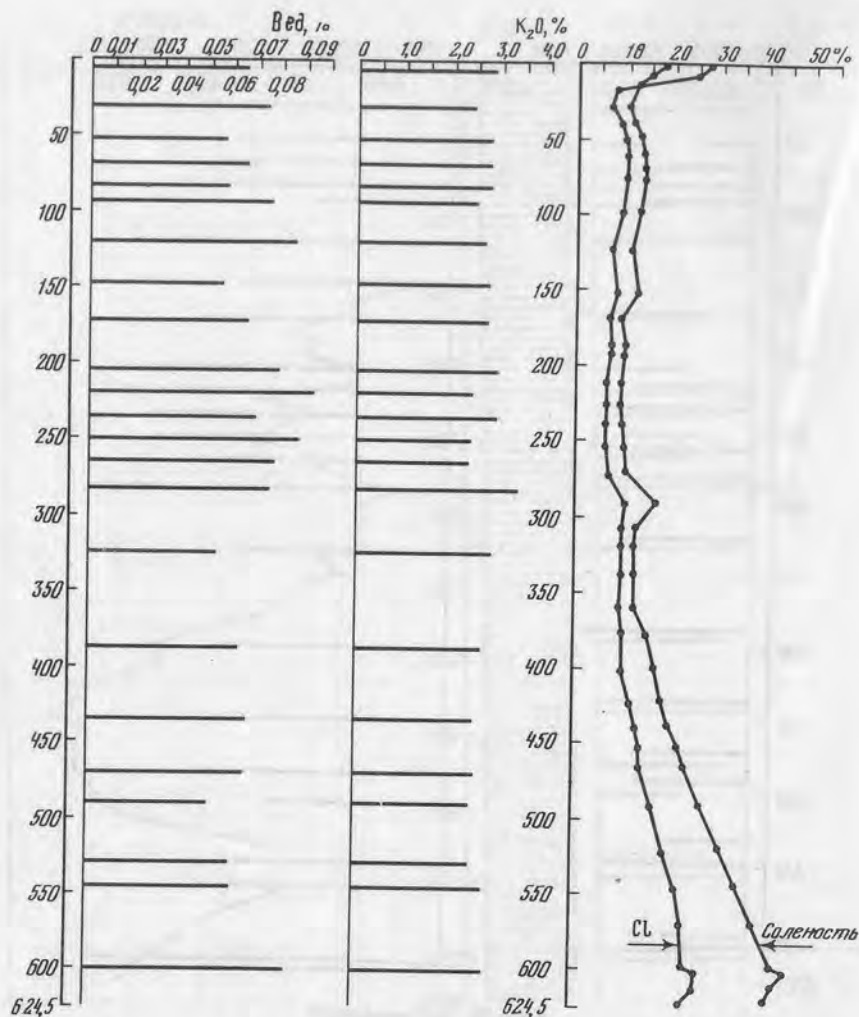


Р и с. 38 (продолжение)

нее — 522) и в скв. 379А — 240—920 (среднее — 565) (табл. 27). Среднее содержание по всем трем скважинам составляет 530. Эта величина близка к той средней (540), которая была получена для поверхностных осадков Черного моря [100]. В скв. 380 и 380А максимальные концентрации F приурочены к плиоценовым отложениям, представленным глинами, терригенными слабокарбонатными илами с примесью доломита (рис. 36).

В скв. 381 (рис. 37) наблюдаются высокие содержания F в интервале 160—260 м. Сравнительно много F (около 0,064%) встречается в алеврититах, залегающих в основании скв. 381.

В скв. 379А нижняя и средняя части разреза характеризуются более высокими содержаниями F, чем верхняя, сформировавшаяся, вероятно, в вюрме и пост-вюрмское время (рис. 38).



Р и с. 38 (окончание)

Максимальная концентрация F (920) в скв. 379А отмечена на глубине около 300 м в образце терригенного слабоизвесткового ила.

Повышенные содержания F в отложениях в отдельных частях разреза могут быть связаны с климатическими условиями осадконакопления. Об аридизации климата и возможными условиями засоления свидетельствуют процессы доломитообразования в породах. Вторая причина может заключаться в особенностях терригенного материала. В частности, снос материала из Малой Азии и Кавказа с более высоким содержанием монтмориллонита и вулканических пород может вызвать повышение содержания F. Такой же эффект, возможно, могли дать породы с повышенным содержанием F из Карпатского региона. Содержания в терригенных илах выше, чем известковистых и сильноизвестковых (соответственно в сред-

нем 0,053; 0,048; 0,047%). И это несмотря на то, что карбонаты способны извлекать F из морской воды [109]. Среднее содержание F в лиманных глинах бассейна Дуная—Прута — 600 (пределы колебаний 900—800), в озерных глинах — 0,05% (300—800).

Таким образом, солонатоводные глины содержат в среднем несколько больше F (на 20%). В песках эти различия, по-видимому, более затухиваны.

Бор. Бор является индикатором многих геохимических процессов. Он используется при поисках нефти, боратов, олова, индикации глубинных и вулканических процессов, изучении биогеохимических провинций и в палеогеографии для расчленения морских и пресноводных отложений.

Впервые на более высокое содержание бора в морских отложениях обратил внимание В.М. Гольдшмидт [113]. В настоящее время этому элементу посвящены многочисленные публикации [139, 147, 37, 50 и др.].

При использовании бора для оценки палеосолености нужно учитывать ряд факторов: состав глинистых минералов, степень их гидратированности, первичное содержание бора в решетке минералов, скорость осадконакопления, содержание ОВ и т.д. Для определения палеосолености наиболее подходят чистые иллитовые фракции.

Уолкер и Прайс [147] ввели термин "эквивалентный бор" и предложили пересчитывать содержание бора по отношению к K_2O , который можно использовать как показатель содержания иллита.

Многие исследователи содержание бора 0,02% принимают за показатель морских условий осадконакопления. Однако имеются и другие данные. Исследования Шимп и соавторов [135], которые проводились на глинистой фракции <0,002 мм в современных осадках из разных районов мира, выявили, что среднее содержание В в морских осадках равно 105, а в пресноводных — 58.

Среднее содержание В во фракции <0,001 мм осадков Балтийского моря, образовавшихся в условиях с высокой соленостью (10—18‰) составило 139, с низкой соленостью (8—10‰) — 73 [51].

Средние содержания В в голоценовых осадках равны: по Ф.В. Сухорукову, Е.М. Емельянову [81] — 116 (пределы 3—200); по Ю.Н. Гурскому [25] — 108; по Д.М. Херсту [115] — 114 (пределы 41—390). В биогенных известковых песках и алевролитах среднее содержание В равно 95. В восточной части Черного моря содержание В заметно выше, чем в западной. Вероятно, это связано с поступлением в восточную часть моря бора с продуктами грязевых вулканов, которые очень активны на Керченском и Таманском полуостровах. Подавляющая часть В в осадке находится в нерастворимой форме. Она связана в основном с иллитом.

В осадках скв. 379А содержание В колеблется в пределах 4—150 (табл. 27). Отмечены пики в его распределении на глубине 30, 170, 280 и 390 м. В величинах солености и хлоридности (которые определялись в поровых растворах во время рейса "Гломар Челленджера") также отмечается пик на глубине около 280—290 м, небольшое увеличение значений в интервале 170—150 м и пик на глубине 50—100 м (рис. 38). Все эти данные вместе могут свидетельствовать о повышении солености в палеоводоеме в отдельные периоды.

Среднее содержание В в осадках трех изученных скважин составляет 120, а пределы колебаний в скв. 380 и 380А — от 60 (на глубине 750—800 м) до 220 (на глубине 900 м). Увеличение содержания В отмечено на интервалах 700—750, 350—360 и 180—225 м. В осадках последнего интервала содержание В указывает на нормальную морскую среду осадконакопления.

Таблица 28

Средние величины и пределы колебаний (в знаменателе) содержаний малых элементов во фракции < 0,001 мм плейстоценовых глин Южной Молдавии ($10^{-3}\%$) и Одесской области ($10^{-4}\%$)

Породы и генезис осадков	Число проб	B	Ni	Co
Глины озерно-аллювиальные	17	219	91	20
		120–380	33–130	11–29
Глины лиманно-дельтовые	14	281	114	19
		175–470	70–140	Сл.–34

Анализ содержаний В во фракции меньше 0,001 м и расчет бор-эквивалентного коэффициента подтверждают повышенные величины этих показателей в миндель-рисское и рисс-вюрмское межледниковья, а также в конце вюрма (30–40 м). В конце вюрма произошло увеличение солёности Черного моря, что подтверждается комплексом методов.

Для сравнения нами были изучены особенности распределения В в неоген-плейстоценовых отложениях ряда опорных разрезов на территории Молдавии, Одесской области, Керченского пролива, Колхидской низменности.

Проанализированные образцы из разрезов Молдавии и Одесской области на основе общегеологических и фаунистических данных были разделены на группы: лиманные отложения и озерно-аллювиальные. Сравнение содержаний в них микроэлементов показало (табл. 28): а) пресноводные отложения содержат несколько больше V, Mn, Ni; б) в лиманно-дельтовых осадках в 1,5 раза больше Zr, в них выше концентрация Ti; в) по содержанию Li, Rb, Cs, Ta осадки существенно не различаются.

При анализе породы в целом существенных различий в содержании В между лиманными и озерно-аллювиальными отложениями не было обнаружено. Однако выявлено, что во фракции < 0,001 мм лиманных отложений средние содержания В почти на 30% выше, чем в озерных, в первых также больше марганца (табл. 28).

Была сделана попытка увязать кривые распределения В в изучаемых отложениях Молдавии и Одесской области с кривыми распределения В в скважинах, пробуренных "Гломар Челленджер". Сравнение показало, что такие крупные события, как изменение солёности в среднем плейстоцене, вследствие прорыва солёных средиземноморских вод, находят отражение как в глубоководных скважинах Черного моря, так и в отложениях бассейна Дуная и Прута.

В глубоководных скважинах по ряду геологических и геохимических признаков отмечается сильное опреснение Черноморского бассейна, которое имело место в раннем плейстоцене и в предледниковое время. Возможно, что это же опреснение водоема фиксируется в разрезе Крыжановка (Одесская область) в верхней части, что видно по более низким содержаниям В во фракции < 0,001 мм.

Проведенные нами анализы содержаний В в воде лиманов подтвердили мнение о том, что концентрации в них В могут быть выше, чем в воде Черного моря (табл. 29).

Обширные полевые и лабораторные исследования показывают, что между содержанием В и солёностью раствора существует постоянная

Cr	V	Mn	Ti	Zr
139	168	409	3044	131
88–200	64–280	130–1450	1000–4700	117–180
143	160	583	3217	136
110–215	120–200	210–2700	2350–5600	120–160

корреляция, выражающаяся коэффициентом отношения В/Сl, равном 0,000024. В солёноносных глинах, формирующихся в аридных условиях, концентрации В могут достигать 2000 г/т по сравнению с 100–300, характерными для обычных морских отложений или порядка 30–70 г/т в пресноводных осадках [90].

Нами проведено исследование палеосолёности отложений Керченского пролива по содержанию бора в разрезах нескольких скважин, отобранных в 1974 г.

Наиболее высокие содержания В здесь отмечены в неогеновых морских глинах. Среди плейстоценовых отложений высокая солёность, судя по содержанию В, была характерна для лагунных отложений в скв. 254. Нами уже отмечалось, что повышенная солёность лиманных отложений Молдавии, Одесской области, Крыма и Тамани может быть связана с испарительной концентрацией.

Отложения в нижней части разрезов скв. 257 и 136, генезис которых предположительно является пресноводным, тем не менее содержат высокие концентрации В, что говорит скорее об их дельтовом (или лиманном) происхождении.

В скв. 257 зафиксированы более низкие концентрации В в интервале 19–26 м, что, по всей видимости, отражает опреснение Черного моря в валдайское время. В интервале 4,5–14 м отмечены также два пика в содержании В, которые могут соответствовать прорыву более солёных морских вод в конце валдайского времени — голоцене.

Найденные нами концентрации В примерно подобны тем, которые получены для новозвксинских илов Азовского моря с высоким содержанием ОВ, хотя среднее значение в случае Азовского моря ниже, что соответствует более пресному состоянию вод последнего¹.

Таким образом, несмотря на более высокий фон в содержании В в районе Керченского пролива по сравнению с другими участками Черного моря, выявлены некоторые колебания в содержании этого элемента, которые подтверждают общую картину в изменении солёности.

Колебание средних содержаний В по площади Азовского моря закономерно изменяется в зависимости от изменения поступления черноморских вод. Наиболее опресненному новозвксинскому бассейну соответствуют и самые низкие средние содержания В в морских терригенных отложениях. По углубленному палеоруслу Дона более плотная солёная вода языком вклинивается в ингрессивный залив новозвксинского моря. Черномор-

¹ Алексина И.А., 1972 г.

Таблица 29
Содержание В в воде и илах

Пункт отбора	В в воде, мг/л	В в поверхностном слое донных осадков, 10 ⁻⁴ %
Хаджибеевский лиман	3,65	230
Куюльницкий лиман	7,35	230
Днестровский лиман	4,20	220
Сиваш	10,0	—
Черное море около Крыжановки Одесской области	4,51	210
Бугазский лиман	7,1	—
Керченский пролив	3,2	—

ская трансгрессия, приведшая к смене ряда бассейнов, отложения которых вскрыты на акватории Азовского моря, происходила постепенно, вызывая осолонение бассейнов и изменение фауны в них. Параллельно смене солёности идет и изменение средних содержаний В. Максимум Черноморской трансгрессии приходится в Азовском море на время отложения казантипских слоев, когда обильное поступление черноморских вод приводит к затоплению всей площади Азовского моря. Одновременно с этим увеличивается солёность вод, которая становится выше современной. Полученными данными¹ подтверждается этот вывод для всего Азовского моря, причем не только фаунистическим комплексом, но и наивысшим содержанием в этих отложениях бора: 0,0139%.

Нами изучено распределение В в разрезе Супса, который расположен в районе р. Супса (Колхидская низменность). Вскрыты осадки до глубины 120 м. Их особенностью является наличие мощных гравийно-галечниковых прослоев в нижней части разреза. На кривой распределения содержания В по разрезу отмечаются пики в древнем эвксине, карангате и начале голоцена (древнечерноморское время), которые могут свидетельствовать о повышении солёности вод Черного моря в эти периоды.

Таким образом, сравнение всех рассмотренных разрезов позволяет на фоне колебаний содержаний В, связанных с отдельными особенностями терригенно-минералогических провинций, выделить циклы изменения палеосолёности, общей для всех регионов Черного моря. Полученные данные еще раз подтверждают возможность использования В в качестве индикатора палеосолёности.

11. Мо, Se, As и W В МИОЦЕН-ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОСАДКАХ:

Группа геохимически подвижных элементов изучалась в скважинах 379А, 380 и 380А, что позволило наметить наиболее общие черты их распределения в огромной толще миоцен-плейстоценовых отложений Черного моря.

В верхней части скв. 379А (пачки 3, 4, 5) средние содержания Мо, Se и As довольно близки и находятся в пределах кларка. Примерно столько же Мо и As в глинистых и алевритово-глинистых терригенных

¹ И.А. Алексина, 1972 г.

илах пачки 6, различаются лишь средние содержания Se. В пачке 6 его в 2 раза меньше, чем в пачке 3, несмотря на то, что средние содержания $C_{орг}$ в пачках 3 и 6 практически одинаковы.

Пачка 7 сложена терригенными илами, сформировавшимися в межледниковье и поэтому обогащенными ОБ (в среднем 1,32% $C_{орг}$). Это сказалось на увеличении содержания Se и As: их средние концентрации являются максимальными по сравнению с другими пачками скв. 379А.

Пачка 8 представлена терригенными пелитовыми и алевритово-пелитовыми илами с самыми высокими для всей скважины средними содержаниями Fe (4,52%) и повышенными содержаниями Ti (0,44%). Содержания $C_{орг}$ низки (в среднем 0,46%). Если учесть, что в этой пачке также низки содержания Se и As (в среднем 0,2 и 5,6), а между Fe и Ti наблюдается четко выраженная корреляция, то можно предположить, что основную роль в процессе формирования максимумов элементов играли здесь не диагенетические процессы, а привнос их в составе обломочного терригенного материала.

Для пачки 9, сложенной терригенными осадками, характерны самые низкие для всей скважины средние содержания Fe (4,01%), Mn (0,08%), Ti (0,38%), As (5,1%), а также пониженные средние содержания $C_{орг}$ (0,49%) и Se (0,2). Это связано с разбавляющим действием карбонатов, среднее количество которых (23,62% $CaCO_3$) является максимальным для всей скв. 379А. Карбонаты представлены в основном биогенным кальцитом. В случаях, когда их количество превышает 30%, в них возрастает содержание Mg-кальцита.

В целом по скв. 379А следует отметить, что в осадках межледниковых пачек заметно повышены средние содержания $C_{орг}$ и Se. Несмотря на то, что самые высокие средние содержания As также приурочены к межледниковой пачке 7, где максимальное содержание $C_{орг}$, однако в других случаях такой четкой зависимости повышения средних содержаний As в межледниковых пачках не отмечается. Иногда его повышенные содержания совпадают с ледниковыми пачками, где, как правило, повышены содержания Fe и Ti, которые указывают на накопление элементов в составе обломочного терригенного материала.

В скв. 380 выделенные пачки отвечают как ледниковым, так и межледниковым эпохам.

В отложениях пачки 1с геохимически подвижные элементы — Мо, Se и As, как и в голоценовых осадках, хорошо коррелируются с ОБ и показывают примерно одинаковые амплитуды колебания их кривых распределения. Особенно выразительны максимумы Мо, Se и As на горизонте 30, 68 м, где они также коррелируются с $C_{орг}$.

Низкие содержания карбонатов и преобладание глинистой фракции в отложениях пачки 1d, обогащенной ОБ, сказалось на росте концентраций средних содержаний Мо и Se в 2 раза по сравнению с вышележащей пачкой. W, так же как и малоподвижный в диагенезе Ti, сохранил свои содержания на прежнем уровне. Наблюдается некоторое понижение средней величины содержания As (6,4) по сравнению с вышележащей пачкой, что можно, по-видимому, объяснить отсутствием второго максимума $C_{орг}$ на горизонте 61,92 м. Однако на этом горизонте наблюдается его отчетливая корреляция с Fe. В общем по всей пачке 1d наблюдается довольно отчетливая зависимость распределения Se и Мо от $C_{орг}$, Ti от Fe, As от $C_{орг}$ и Fe. У W, хотя и не наблюдается среднего увеличения содержания по всей пачке вместе с ростом ОБ, однако ход его кривой в общем повторяет распределение $C_{орг}$.

В отложениях пачки Ie средние содержания как $C_{орг}$, так и Se, Mo и As фактически совпадают со средними значениями этих элементов в новозвксинских осадках. Внутри пачки If наблюдается отчетливая корреляция между Mo и $C_{орг}$, в меньшей мере между Se, W, As и $C_{орг}$.

В пачках Ig и Ih по-прежнему наблюдается четкая зависимость в распределении Mo, Se и в меньшей степени As от $C_{орг}$. В этом отношении особенно характерны корреляционные максимумы на горизонте 320,69 м, где содержание Mo достигает 12,4, а Se — 1,8. В отложениях пачки II средние содержания Fe, Mn, Ti в общем такие же, как и в терригенных илах других пачек, средние количества Se, As и W — минимальны для всей скв. 380. Однако, несмотря на это, и в данной пачке улавливается идентичный ход кривых Se, Mo и $C_{орг}$.

В целом следующие геохимические особенности характерны для скв. 380:

1. Для пачки Id характерны самые высокие содержания $C_{орг}$, SiO_2 , Se, а также повышенные количества As. Пачка Ig характеризуется максимумами Fe, Mn, Ti, а вместе с ними и W. Максимум средних содержаний Mo и второй максимум Se приходится на пачки Ih и II, обогащенные $SiO_{2ам}$.

Таким образом, повышенные содержания подвижных микроэлементов приурочены в основном к межледниковым пачкам, и в их распределении улавливается связь с OB (рис. 30). В то же время в песчано-алевритовых прослоях, где содержания W зачастую растут, количества Mo, Se и As, как правило, уменьшаются.

2. Отношения средних содержаний изученных элементов в скважине к их кларкам в осадочных породах меняются. Повышение кларка у Mo и Se наблюдается только в межледниковых пачках и только там, где повышены содержания OB. В меньшей мере эта закономерность относится к As, содержания W во всех пачках превышают его кларк в осадочных породах.

3. Отношением скрытой генетической связи между осадками скв. 380 и продуктами выветривания кристаллических пород (метаморфизированные серии пород кислого и среднего составов), а также более молодых кислых интрузий, служит сходство их минерального и химического составов. Эти серии пород располагаются на болгарско-турецком побережье (вблизи скв. 380). По-видимому, на литологический состав скв. 380 оказывают влияние также выносы самых крупных черноморских рек: Днепра, Днестра и особенно Дуная [111].

Скв. 380А является по сути продолжением скв. 380. Пачка II выделяется среди других в скв. 380А максимальным содержанием Ti (в среднем 0,44%), причем внутри пачки наблюдается его отчетливая корреляция с Fe. В общих чертах ход кривой распределения W также сходен с распределением первых двух элементов. В этой же пачке максимальным средним содержанием отличается As (6,2), однако он значительно лучше коррелирует с $C_{орг}$, чем с Fe. Наиболее четкая корреляционная зависимость от распределения $C_{орг}$ наблюдается у Mo и Se.

Внутри пачки III наблюдается довольно четкая корреляция между Fe, Ti и W, в то время как между Fe и Mn корреляция носит обратный знак. Много общих черт в распределении по вертикали Mo, Se и As. Их кривые хорошо коррелируют, и на отдельных горизонтах (563, 599 м) они образуют четкие максимумы. Весьма характерно, что, например, на горизонте 563 м содержания $C_{орг}$ невелики. Однако здесь отмечаются повышенные содержания Fe и Ti, что свидетельствует об участии обло-

мочного терригенного материала в накоплении редких элементов. В остальных случаях в бескарбонатных и слабокарбонатных терригенных илах содержания редких элементов сходны с содержаниями в аналогичных отложениях других пачек.

Для пачки IVa характерны самые высокие среди других пачек средние содержания не только $SiO_{2ам}$ и $C_{орг}$, но также Fe, Mn, Ti, W, повышенные содержания других редких элементов, за исключением As, у которых средние содержания минимальны. Такой большой набор максимальных содержаний элементов в пачке IVa объясняется прежде всего слабым разбавляющим действием карбонатного материала.

При рассмотрении кривых распределения по вертикали микроэлементов улавливается довольно четкая зависимость Mo и Se от распределения OB.

В верхней части пачки IVb, где максимумы OB хорошо выражены (1,22—3,18% $C_{орг}$), наблюдается накопление Mo, Se, As и в меньшей мере W. Эти прослойки заметно обогащены также $SiO_{2ам}$. Содержания Fe, Mn и Ti лишь незначительно превышают их кларк в осадочных породах, причем здесь не наблюдается корреляция W с Fe и Mn, какую мы отмечали в других пачках. В нижней части этой пачки в связи с разбавляющим действием карбонатов содержатся повышенные количества микроэлементов.

Нижняя часть плиоценовых отложений (пачка IVc) представлена тонко-слоистыми глинистыми отложениями с содержанием $CaCO_3$ до 46,88%. Максимуму карбонатности на горизонте 846 м отвечают минимумы почти всех рассматриваемых элементов, за исключением Se. Для этой пачки характерны низкие содержания $C_{орг}$ (0,58—0,64%) и аморфного кремнезема.

Содержания микроэлементов в пачке IVe незначительно, однако между Mo и Se и $C_{орг}$ наблюдается отчетливая корреляция. В меньшей степени коррелируют с OB W и As.

Содержания Mo, Se, As и W в пачке V мало отличаются от кларков и изменяются по вертикали в незначительных пределах. В пачке V, как и в предыдущей, не улавливается тяготения микроэлементов к минеральным разновидностям глинистого вещества.

Интересен горизонт 991,57 м, где вместе с относительно небольшим повышением содержания OB и максимумом $CaCO_3$ (36,42%) наблюдается рост Mo, Se и в меньшей мере As. Несомненно, что при исключении разбавляющего действия карбонатов генетические ассоциации элементов внутри указанных групп проявились бы еще более контрастно.

В целом по скв. 380А выявляются следующие геохимические особенности миоцен-плейстоценовых отложений:

1) Для верхней части плиоценовых отложений (пачки IVa и IVb) характерны повышенные содержания Mo, Se и As. В сидеритовых прослоях повышены содержания Fe, Mn, а иногда W.

2) Карбонатный материал, как биогенный, так и хемогенный, в большинстве случаев оказывает разбавляющее действие для микроэлементов.

3) Средние содержания Mo, Se, As близки к их кларкам в осадочных породах, а также к их содержаниям в средних и кислых породах. Это объясняется интенсивной аккумуляцией в районе скв. 380А продуктов эрозии массивов средних и кислых пород [111].

4) Внутри пачек скв. 380А, так же как и в скв. 380, наблюдается отчетливая корреляция Mo и Se с $C_{орг}$. Менее четко проявляется взаимосвязь между As и $C_{орг}$, хотя в общих чертах приверженность повышен-

ных содержаний As к $C_{орг}$ наблюдается чаще, чем, например, к Fe. W больше тяготеет к Fe и Ti, хотя в редких случаях отмечается увеличение его содержания в прослоях, обогащенных ОВ.

Сравнивая средние содержания элементов во всех трех скважинах, можно отметить очень близкие, а в ряде случаев совпадающие, средние значения как макро-, так и микроэлементов в скважинах 379А и 380. Такое совпадение, по-видимому, не случайное и отражает корреляцию элементов во времени (отложения обеих скважин формировались в плейстоцене). Отложения же скв. 380А более древние по возрасту (миоцен-плиоценовые) содержат в среднем $C_{орг}$, Mn, Se, Mo выше, а Fe, Ti, W и As ниже, чем в первых двух скважинах.

Отношение средних содержаний элементов в скв. 379А к их кларкам в осадочных породах имеют примерно те же закономерности, что и в скв. 380.

12. РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ (La, Ge, Eu) и Sc

Исследуемые лантаниды относятся к легкой (цериевой) подгруппе TR. В повышенных количествах они концентрируются в минералах кислых пород (биотите, калиевых полевых шпатах и, особенно, в акцессорных минералах). Скандий концентрируется темноцветными породообразующими минералами основных, а также акцессорными — кислых пород.

Основная часть TR (около 75%), особенно легких, переносится в реках во взвешенной форме (в составе обломочно-глинистого материала коллоидов [4]). То же характерно и для Sc, который сорбируется также на гидроокислах Fe и Mn [7].

В современных осадках Черного моря TR изучены по редкой сети станций [55, 88]. Однако эти данные все же позволили наметить основные особенности их распределения.

Содержания ΣTR_2O_3 в поверхностном слое осадков составляют 0,004–0,019% (0,009–0,027% в пересчете на ббв). Оказалось, что карбонат кальция является только разбавителем TR. В процессе седиментации TR тесно (генетически) связаны с терригенным глинистым материалом. Максимумы их содержаний в пересчете на ббв приурочены к халистатическим областям (как и группы подвижных элементов). В поверхностном слое осадков окраинных частей моря преобладает це-

риевая группа, однако с удалением от берега они обогащаются элементами иттриевой подгруппы [88].

В разрезе голоценовых осадков обнаружены сильные колебания состава TR_2O_3 , причем заметно они меняются в прослоях сапропелевых илов. Эти илы относительно богаче элементами иттриевой подгруппы (главным образом за счет самого иттрия).

В новозвксинских отложениях в разной степени происходит увеличение содержания элементов цериевой подгруппы, $\Sigma Ce/\Sigma Y$ возрастает до величин, характерных для мелководных осадков.

В неоген-четвертичных осадках изучено распределение лишь нескольких элементов из цериевой группы. Как следует из табл. 30, средние концентрации La, Ce, Eu, Sc во всех скважинах близки к K_0 . Распределение их в вертикальном разрезе весьма неравномерное, а амплитуда значительная. Соотношения максимальных и минимальных величин по скважинам равны: La — 16, Ce — 27, Eu — 29, Sc — 12. В пределах пачек они существенно меньше.

Высокие содержания Ce (до 270) в натуральных осадках найдены в единичных прослоях (пробах) из ледниковых и межледниковых пачек, сложенных разными типами осадков: 1) глинистыми илами с кларковыми и более низкими содержаниями Fe (скв. 379А, пачка 7, проба 25–7, 142–144 см и скв. 380А, пачка III, проба 25–2, 126–136 см); 2) слабо-железистыми глинистыми илами (скв. 381, пачка I, проба 7–3, 125–150 см).

В пересчете на обломочный материал повышенные концентрации Ce и Sc выявлены также в прослоях, состоящих из железистых карбонатов (сидерит-анкерит) (скв. 380А, пачка IVa, пробы 41–1, 53–55 см и 42–4, 33–35 см, скв. 381, пачка 9, проба 54–6, 123–125 см).

Повышение содержаний TR и Sc в рассмотренных прослоях глинистых илов, вероятнее всего, связано с периодичной аккумуляцией богатого этими элементами терригенного материала главным образом глинистых минералов, а также гидроокислов Fe и Mn.

В стратиграфическом разрезе сколько-нибудь ясных закономерностей в изменениях содержаний TR и Sc выявить не удалось. Можно было ожидать проявления заметных различий в их содержаниях между ледниковыми и межледниковыми пачками, однако фактические данные этого не показали. Причина, очевидно, коренится в недостаточной детальности исследований.

Таблица 30

Средние содержания редкоземельных элементов (La, Ce, Eu), Sc, Sb в осадках* скважин (10⁻⁴%)

Скважина	La		Ce	
	1	2	1	2
379А	8–49 (59)	24	25–270 (59)	58
380	8–47 (28)	29	24–80 (26)	59
380А	3–38 (44)	23	12–133 (27)	59
381	6–37 (35)	20	10–144 (28)	57
Все скважины	3–49 (166)	—	10–270 (140)	—

* В натуральном сухом осадке. В скобках дано число определений; 1 — пределы значений, 2 — среднее.

	Eu		Sc		Sb	
	1	2	1	2	1	2
	0,4–1,8 (62)	1,1	6–26 (62)	16	0,4–2,4 (59)	1,0
	0,3–1,6 (30)	1,1	3–24 (30)	15	0,2–2,3 (29)	1,0
	0,1–2,9 (45)	1,1	2–19 (45)	13	0,5–4,3 (33)	1,8
	0,3–2,2 (34)	1,1	2–26 (33)	14	0,1–3,5 (32)	0,9
	0,1–2,9 (171)	—	2–26 (170)	—	0,1–4,3 (153)	—

Примечательно, что как характер распределения TR во всех изученных скважинах, так и средние их содержания в разных скважинах близки друг к другу, в то время как Sc во всей скв. 379А характеризуется повышенными содержаниями по сравнению с остальными. Таким образом, Sc подобно Cr и Ni и другим элементам обнаруживает возрастание в осадках концентраций, обогащенных продуктами дезинтеграции основных вулканогенных пород (монтмориллонит и другие), что характерно для скв. 379А.

13. ДРУГИЕ ЭЛЕМЕНТЫ (Cd, Zr, Ba, Sr, Y, Br, J, Ge, Ag, Be)

Кадмий в осадках всех трех скважин содержится обычно в количествах, не превышающих 5–8. Лишь в отдельных прослоях скв. 379А его содержание становится заметным и равно 8–11. Четкой корреляции Cd и $C_{орг}$ в осадках не обнаружено.

Zr, Ba, Ge, Be нами изучены в 16 пробах (табл. 31). Поэтому их распределение описывается главным образом по данным Кальверта и Батчерола [108]. Кроме того, этими же авторами в осадках скв. 379А дополнительно были изучены Sr, Y, Br, J.

В осадках скв. 379А Zr составляет 87–260. Однако его количества резко возрастают в некоторых прослоях скв. 380, 380А и 381. Таким образом, ранее нами намеченные закономерности распределения этого элемента: тяготение его повышенных концентраций к периферии морей

Таблица 31
Содержание микроэлементов ($10^{-4}\%$) в отложениях скважин по данным спектрального анализа

Колонка	Секция	Интервал, см	Ba	Zr	Y	Mo	Ge	Be	Sn
Скв. 379А									
1	2	70–78	200	69	120	5,0	5,0	5,0	6,0
7	2	20–30	200	140	130	5,0	5,0	1,0	—
9	3	100–108	240	160	100	5,0	5,0	1,0	—
22	4	47–55	200	50	130	5,0	5,0	1,0	6,0
54	2	20–34	260	130	110	5,0	5,0	3,2	—
Скв. 380									
38	2	30–31	320	890	50	6,3	5,0	1,0	—
40	1	76–78	250	870	50	23,0	5,0	1,0	—
Скв. 380А									
40	2	148–149	200	40	50	24,0	7,0	1,0	—
41	1	53–55	200	770	50	5,0	6,6	1,0	—
42	4	33–35	240	840	50	5,0	5,0	1,0	—
69	4	53–58	270	40	50	5,0	5,0	1,0	—
Скв. 381									
3	2	55–75	500	110	130	5,0	5,0	1,0	6,0
7	3	125–150	200	73	210	5,0	1,0	1,0	6,0
19	1	0–15	200	910	50	5,0	5,0	1,0	—
27	3	77–79	200	770	50	8,2	5,9	1,0	—
54	6	123–125	200	120	100	5,0	5,0	1,0	6,0

и океанов, и в особенности к питающим провинциям, в которых развиты кислые или средние изверженные или осадочные породы, подтверждаются и на примере данных бурения.

Приуроченность Zr к кварцу и силикатному материалу подтверждается высокими значениями коэффициентов корреляций Zr с SiO_2 (0,69), Zr с Al_2O_3 (0,49), Zr с TiO_2 (0,46) [108].

Барий содержится в количестве от < 200 до 638. Так как этот элемент находится в четкой корреляционной связи с Al_2O_3 ($X=0,65$), с K_2O ($X=0,58$) и с SiO_2 вал (0,45), можно сделать заключение, что основными носителями Ba являются алюмосиликатные минералы, в первую очередь, глинистые.

Содержание Sr колеблется в пределах 137–593 (скв. 379А). Этот элемент связан с карбонатными минералами. Коэффициент корреляции Sr с CaO равен 0,57, с CO_2 — 0,56. Кварц и алюмосиликаты являются разбавителями содержания стронция.

Количество Y равно 19–39, в среднем около 27. Четкой корреляционной связи Y ни с одним из изученных элементов не выявлено. Коэффициенты Y равны: с TiO_2 — 0,47, с Pb — 0,44, с Fe_2O_3 — 0,32. Карбонаты и SiO_2 вал являются разбавителями содержания Y.

Бром содержится в количестве от 5 до 237, в среднем около 20. Этот элемент хорошо коррелируется с S ($X=0,53$), $C_{орг}$ ($X=0,41$), с CO_2 (0,39) и находится в обратной корреляционной связи с SiO_2 вал, Al_2O_3 , TiO_2 , Fe_2O_3 . Все это говорит, что Br принимает активное участие в процессах жизнедеятельности, а также в диагенетических процессах. В пробе с содержанием 14,75% $C_{орг}$ найдено 237 Br, в пробе с 0,22% $C_{орг}$ — 5 Br.

Иод содержится в количестве 1–13. В одних случаях его максимальные количества приурочены к сапропелевым осадкам, в других — к бедным органикой карбонатным илам.

В трех пробах в повышенных количествах обнаружен также Ge. Серебро было изучено в трех пробах (скв. 379А). Его содержание оказалось < 0,0001 (пробы 9–3, 100–108 см и 50–5, 12–24 см).

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ФОРМИРОВАНИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ ОСАДКОВ И ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ЧЕРНОГО МОРЯ

1. ЧЕРТЫ ОБРАЗОВАНИЯ КРЕМНИСТЫХ И САПРОПЕЛЕВИДНЫХ ПРОСЛОЕВ

На современном этапе развития Черного моря обогащение осадков OB в глубоководной области происходит в халистатических областях, т.е. в областях, лежащих под центрами циклонических круговоротов поверхностных вод. Здесь при относительно высокой продуктивности фитопланктона (в основном динофлагеллят и кокколитофорид) наименьшее поступление терригенного материала, отчего происходит относительное обогащение биогенными компонентами (OB и карбонатами). Именно этим объясняется тяготение высоких содержания $C_{орг}$ к наноилам.

Подобно современным, древнечерноморские сапропелевидные и сапропелевые илы образовались в халистатических областях, однако их накопление не сопровождалось накоплением известкового нанопланктона. Древнечерноморские илы весьма бедны карбонатами, что связано со слабым развитием кокколитофорид в составе фитопланктона, однако в отдельных их прослоях, особенно в западной халистатической области [97] содержится до 22% $C_{орг}$. Как показывают палинологические исследования ряда колонок осадков [96], древнечерноморское осадконакопление протекало в условиях теплого гумидного климата (он был влажнее современного), когда с водосбора поступали максимальные объемы питательных солей. Это обстоятельство привело к бурному расцвету динофлагеллат и к интенсивной поставке планктонного органического материала на дно. Поскольку в этих условиях, наверняка, было избыточное питание рачков, основная его часть на дно транспортировалась в виде их фекалий. Благодаря этому, ОВ предохранялось от интенсивного растворения при прохождении водной толщи. Сероводородное заражение глубинных вод предотвращало переработку фекалий рачков другими и планктонными организмами. Размеры и местоположение областей, где формировались рассматриваемые илы, менялись с изменениями гидродинамического режима бассейна. По этой причине в разрезах наблюдается переслаивание сапропелевидных, глинисто-сапропелевых и сапропелевых илов с глинистыми в разных частях глубоководной впадины. В связи с этим понятно и периодичное появление прослоев илов, богатых ОВ, в периферийной зоне впадины, а также в центральных районах за пределами современных халистатических областей.

Сказанное в полной мере относится и к межледниковым отложениям, где также встречаются илы с повышенными содержаниями $C_{орг}$. Природа этих прослоев та же, что и голоценовых. Наблюдаемые более низкие содержания $C_{орг}$ в четвертичных и плиоценовых осадках обусловлены, во-первых, расходом значительной части ОВ на диагенетические процессы. Об этом можно судить по высоким содержаниям пирита, а также диагенетических карбонатов. Во-вторых, большим их разбавлением терригенным материалом.

Характерно, что в скв. 379А все прослои четвертичных илов, обогащенных ОВ, либо бескарбонатны, либо слабокарбонатны. В этом смысле они больше всего похожи на древнечерноморские осадки. Видимо, и закономерности их образования были сходными. Сапропелевидные илы позднеплиоценового и раннеплейстоценового возраста получены драгами с коренных выходов этих отложений на склоне напротив Синопса [98]. Содержание $CaCO_3$ в них составляет от 8,2 до 28, а $C_{орг}$ — до 11%. Высококарбонатные уплотненные илы состоят в основном из нанопланктона.

В скв. 380, 380А и 381 в четвертичных осадках прослои с повышенными содержаниями $C_{орг}$ представлены бескарбонатными и слабокарбонатными, а в отдельных пачках плиоценовых отложений (скв. 381, пачка 5) также и высококарбонатными илами. Некоторые прослои, как было показано выше, в той или иной степени обогащены также диатомовым кремнеземом. Таким образом, в районе перечисленных скважин происходило то обособленное обогащение осадков $C_{орг}$, то его накопление совместно с диатомовым кремнеземом. Совместное обогащение илов $C_{орг}$ и $SiO_{2ам}$ наблюдается в голоценовых осадках западной халистатической области. Здесь выявляется цикличность в накоплении

кремнистого, органического, карбонатного и глинистого материала [97]. Основным продуцентом ОВ в этих прослоях остаются динофлагеллаты. Эти особенности присущи и для сапропелевидных диатомовых илов встречаемых в скважинах.

В плиоценовых осадках, а также в нижних межледниковых сериях, имеются прослои, существенно обогащенные аморфным кремнеземом, но бедные ОВ. Они встречаются в тех же разрезах голоценовых осадков, где и прослои, совместно обогащенные $C_{орг}$ и $SiO_{2ам}$ [97].

В целом выясняется, что, как и в голоцене, так и в плейстоцене илы с повышенным содержанием диатомового кремнезема явно тяготеют к западной части впадины (в скв. 379А они обнаружены лишь в одном прослое). Как показал анализ формирования голоценовых диатомовых илов [97], это не случайно и связано главным образом с мощной поставкой питательных солей крупнейшими равнинными реками северо-западного водосбора. По оценкам А.П. Лисицына [48], суточный рацион диатомей гораздо больше, чем динофлагеллат, и их интенсивное развитие возможно лишь в условиях максимального поступления питательных веществ.

Диатомовые илы, как и сапропелевые, образуются в халистатических областях, где слабое разбавление кремнезема терригенным материалом. Однако необходимо также, чтобы кремнезем не разбавлялся и биогенными карбонатами. Это условие выполняется лишь при охлаждении вод, когда обстановка становится неблагоприятной для развития кокколитофорид. Как и ОВ, кремнезем наиболее интенсивно накапливается в осадках в тех случаях, когда основная часть его из жизнедеятельного слоя переводится на дно в виде фекалий рачков, что достигается лишь при избыточном питании рачков диатомовыми водорослями. Таким образом, периоды образования диатомовых илов — это периоды очень интенсивной поставки питательных солей с водосбора и периоды некоторого охлаждения вод и расцвета диатомей.

2. ОБЩИЕ ЧЕРТЫ НАКОПЛЕНИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

Результаты изучения 19 элементов (Ti, Zr, Ge, Cr, V, Fe, Mn, Ni, Cu, Co, Mo, W, As, Se, U, P, $C_{орг}$, Pb, Zn) в современных осадках по всему морю показали [79], что у большинства из них распределение находится под четким контролем гидродинамического режима (или закона механической дифференциации). Малоподвижные геохимически Ti, Zr, Ge, V, Cr и, вероятно, все гидролизаты вообще, а также TR распределены преимущественно по правилу алевритовой фракции (правило 1); — содержание элемента возрастает по мере возрастания фракции 0,1–0,01 мм, реже — по правилу песчаной фракции (правило 2); они образуют в халистазах минимумы, а в прибрежных зонах (иногда непосредственно у берега) — максимумы концентраций. Вторая, более геохимически подвижная группа — Fe, Mn, Ni, Cu, Co, W, As и т.д., которая мигрирует не только в составе взвесей, но и в растворах, распределяется по правилу пелитовой фракции (правило 3); по мере увеличения содержания фракции < 0,01 мм увеличивается и содержание элемента, [30]): данная группа элементов образует максимумы концентраций в халистатических областях и минимумы в прибрежных зонах. Одновременно наблюдается перераспределение аутигенных новообразований в самом раннем диагенезе с возникновением микростяжений. Распределение Mo, Se, U, P, $C_{орг}$, Pb, Zn — более сложное. Схемы их распределения обсуждаются ниже.

Халистатические области заняты высококарбонатными осадками, обогащенными ОВ (3–5% $C_{орг}$ и более), и максимумы геохимически подвижных элементов (Fe, Mn, Ni, Cu, Co, Mo, W, As, Se, U, P) в этих областях отчетливо проявляются лишь в пересчете на ббв. В натуральных наноилах их содержания низкие, а максимум приходится на глинистые илы.

Карты-схемы распределения элементов [24, 79] отчетливо показывают приуроченность максимальных содержаний ряда элементов — Zr, Cr, Ni, Pb, Zn, Ti, Fe, Mn, Co, W — к основным их источникам. Поступление осадочного материала с южной водосборной площади предопределяет максимальные содержания в современных глубоководных осадках V, Fe, Ni, Cu, Cr, Mn, Ti, а также Zn, Pb. При этом "корни" максимумов Fe, Ni, Cr, Zn, Pb больше тяготеют к водосбору Восточного Понта, где, помимо верхнемеловых и эоценовых эффузивов (основных и средних), широко распространены неогеновые и четвертичные вулканогенные образования среднего и основного состава.

Влияние стока Днепра трассируется по "языкам" высоких содержаний Fe, Mn, Ni, Cu, Co, W, As, P, отчасти Se, Zn, которые занимают различные площади на северо-западном шельфе, иногда проникая в глубоководную часть моря.

Тесная связь со стоком Дуная проявляется лишь у Pb, к устью его примыкает обширное поле высоких содержаний этого элемента. Характерно, что содержания большинства изученных элементов в осадках (напротив устья Дуная) минимальные. В то же время, по данным Г.С. Коновалова [39], именно этой рекой поставляются наибольшие количества всех микроэлементов. Причина, очевидно, коренится в низких содержаниях микроэлементов в речной взвеси.

Распределение элементов в современных осадках проявляет определенную зависимость от объема речного стока, его вещественного и гранулометрического составов. В настоящее время главная часть стока (88,1 млн. т/год) приходится на северо-западные реки (Дунай, Днепр, Днестр). Реки Кавказа поставляют около 29 млн. т/год, а Понта — около 17 млн. т/год осадочного материала [134].

Северо-западные реки являются основными источником макро- и микроэлементов. Это следует из данных по концентрациям элементов во взвесах и годовому их выносу [40, 39, 38]. Дунай, Днепр, Днестр поставляют главную часть V, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Fe, Mn. Река Риони выделяется как мощный источник Mn, а Кубань — как существенный поставщик Cu, Zn.

Подавляющее количество Fe, Mn, Ti, Zr, P, Zr, Pb, Cr, Cu, Ni, Co (81,8–99,6%) в море выносятся во взвесах. Роль растворов при переносе минимальна для Ti и Fe (< 1%), составляет от 2 до 10% для Pb, V, Zr, Mn, Cr и Ni, менее 20% — для Co, Zn, Cu и высока для Mo и U [19]. Как следует из данных И.Ю. Лубченко и И.В. Беловой [49], Fe, Mn, Ti, P, Cu, Ni, Co, Zn, Pb, V, Zr, W концентрируются в тонких фракциях (0,01–0,001 и < 0,001 мм), причем, как правило, больше всего во фракции < 0,001 мм. Исключение составляют Mn и Ti, наибольшие содержания которых как в горных, так и в равнинных реках нередко приурочены к фракциям 0,01–0,001 мм. Zr больше всего концентрируется во фракциях 0,1–0,01 и 0,01–0,001 мм. Тяготение его к алевритовым фракциям сильнее проявляется во взвесах Дуная, Днепра.

Различия в концентрациях указанных элементов между алевритовыми и пелитовыми фракциями невелики в горных (Чорох, Риони), горно-

равнинных и равнинных реках (Кубань, Дунай, Днепр). Элементы, концентрирующиеся в алевритовых и крупноалевритовых фракциях, обычно дают максимумы содержаний в прибрежной и периферийной зонах моря. Пелагические максимумы характерны для элементов, резко тяготеющих к субколлоидному и коллоидному материалу.

В современных условиях в переносе микроэлементов существенную роль играют аморфные гидроокислы Fe. Гидроокислами сорбируются 45–80,3% Cu, 34–72,5% Pb, 16,7–42,8% Co, 16,7–60,7% Ni, 7,7–39,5% Ca, 1,0–31,6% Cr, 1,1–23,3% V, переносимых в пелитовых фракциях взвесей [49]. Эта особенность характерна для горных и равнинных рек. Исключение составляет лишь V, который во взвесах Чороха концентрируется мало (1,1%). Роль гидроокислов как сорбентов Pb, Cu возрастает в Дунае и, отчасти, Кубани. Co и Ni больше всего сорбируется во взвесах Риони.

Таким образом, в море поступает значительное количество химически подвижных форм микроэлементов. Перечисленные элементы способны вступать во взаимодействие с S еще при прохождении сероводородной толщи вод и активно перераспределяются в осадках при раннем диагезе. Это подтверждается исследованиями взвесей и осадков. Ранее было показано, что на границе исчезновения O_2 и появления H_2S (резкий вертикальный геохимический или физико-химический барьер), [30] происходят активнейшие процессы преобразования форм миграции некоторых химических элементов, в первую очередь, которые способны менять свою валентность: Mn, Fe, а также Se, As, Mo, Cu, Zn, Ni, Co [136, 107, 33, 34]. В сероводородной зоне интенсивно накапливается растворенный Mn^{2+} (до 500 мкг/л, [53, 70]), в этой же зоне несколько повышаются концентрации Fe и Co и уменьшаются концентрации растворенных форм Cu, Zn, Mo, Se, As. Концентрации взвешенных форм Mn и, частично, Fe, Al возрастают в самой зоне данного геохимического барьера (относительные содержания Mn во взвеси здесь местами возрастают до 45%). Ниже границы O_2-H_2S концентрации Mn и Fe, а также относительные содержания во взвеси уменьшаются. Примерно таким же образом распределены и Cu и Zn. Растворимый Mn^{2+} из H_2S -зоны диффундирует вверх, в зону O_2 , окисляется до MnO_2 и в виде мельчайших частичек гелей вновь осаждается. Попав в зону H_2S , он вновь растворяется. И такой процесс будет бесконечным (до тех пор, пока будет существовать физико-химический барьер резкой смены Eh).

Железо, а с ним и Ni, попав в зону H_2S в виде гидроокисей, частично редуцируется до Fe^{2+} , связывается в виде сульфидов и выпадает на дно (некоторая часть гидроокисей во время прохождения водной толщи, редуцироваться не успевает: процесс редукции таких частиц происходит уже в толще осадков). Редукция и переход Fe^{2+} в раствор происходит быстрее, чем его связывание в виде сульфидов, в результате в водах с H_2S происходит некоторое накопление растворенного Fe^{2+} , Mo, Se, Cu, Zn и Co в H_2S -зоне соосаждаются с сульфидами и, частично, с ОВ.

В связи с тем, что в Черном море наличие границы резкой смены Eh (O_2-H_2S) в воде, т.е. четкого геохимического барьера постоянно, то постоянно и наличие глинного слоя вод, обогащенного мельчайшими частичками гелей MnO и гидроокислов Fe. Это — так называемый глубинный слой мутности, обнаруживаемый гидрооптическими методами. Его природа, как видим, геохимическая (возможно, биохимическая). Во взвеси этого слоя содержание Mn местами повышается до 45%, Fe — до 18%. В голоценовых осадках, как было показано, таких

высоких содержаний ни Fe, ни Mn не обнаружено. В этом — большое отличие Черного моря от впадин Балтийского моря, где благодаря периодическому появлению в придонных водах H_2S в илах накапливается до 6,54% Mn, содержащегося в виде карбонатов Mn сложного состава или слабо окристаллизованных форм родохрозита. Возможно, что карбонаты Mn, а также другие аутигенные минералы, характерные для илов стагнированной зоны Балтики [5, 31], — сидерит, вивианит, а вероятно, и сульфиды и фосфаты Mn могут появляться в голоценовых илах Черного моря лишь в тех местах, где зона O_2-H_2S соприкасается с дном. Это соприкосновение происходит, как правило, в области материкового склона примерно на глубинах 200–500 м. Эти участки склона и являются наиболее перспективными для поисков названных аутигенных минералов.

Основные закономерности распределения микроэлементов и факторы их определяющие, характерные для современных осадков, сохраняются в большей части разреза глубоководных голоценовых отложений (главным образом средне- и верхнеголоценовых).

Разрез голоценовых осадков по своему составу обнаруживает сходство с сериями разнообразных плейстоценовых отложений, изученных в скв. 379А, 380. Правда, в них илы не столь обогащены ОВ, как, например, древнечерноморские осадки на северо-западном склоне (22, 53% $C_{орг}$), однако все же достигают заметных величин (до 6,56% $C_{орг}$), сходных с содержаниями ОВ в прослоях сапропелевидных древнечерноморских илов, распространенных в периферийной области глубоководной впадины. С другой стороны, в межледниковых сериях 380, 380А, 381 встречены прослой диатомовых илов, которые в голоценовом разрезе распространены ограниченно и тяготеют к северо-западной области.

В межледниковья и в голоценое в море поступали большие количества продуктов химического выветривания, а вместе с ними значительные объемы макрокомпонентов осадков (Fe, Mn, Ti, K, Na, $SiO_{2ам}$), а также и микроэлементов, причем резко повышалась роль геохимически подвижных форм. В целом объемы и структура стока должны быть близкими к современным.

Количественные колебания макрокомпонентов и микроэлементов в межледниковых пачках плейстоценовых отложений и в голоценовых осадках совпадают. В голоценовых осадках привлекает внимание большая частота и значительные амплитуды колебаний, 2–3-кратные изменения содержаний при почти одинаковой карбонатности илов. То же характерно и для илов с повышенным содержанием ОВ, сапропелевидных и сапропелево-глинистых и сапропелевых [111, 146, 115]. В верхне- и среднеголоценовом (древнечерноморском) горизонте прослой илов, обогащенные ОВ (сапропелевидные, сапропелево-глинистые), выделяются повышенными содержаниями подвижных элементов. В районе 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 поступлением их с водосбора в связи с потеп-

лением и увлажнением климата. Кроме того, важнейшую роль играет их концентрирование сульфидами в процессе седиментации (при прохождении сероводородной толщи) и особенно при раннем диагенезе осадков. Последнее с достаточной убедительностью показано в работах Г.Ю. Бутузовой [8] и И.И. Волкова и Л.С. Фоминой [146]. Именно концентриацией в сульфидах железа объясняется слабая корреляция Co, Ni, Cu, Mo, As с количественным распределением ОВ и взаимосвязь с распределением серы. В древнечерноморских осадках коэффициент концентрации Co, Ni, Cu, Mo в пирите возрастает от 9,3 до 35,8. Привлекает внимание, что в бедных ОВ новоэвксинских илах указанный коэффициент резко понижен — от 1,7 до 10, причем минимален (1,7–1,9) у Ni и Cu. В этих илах в целом снижены содержания всех перечисленных элементов [146, 115]. Причиной тому, на наш взгляд, являются холодные климатические условия формирования новоэвксинских осадков, в результате чего резко ослабевали процессы химического выветривания на водосборе и существенно сокращалось поступление в водоем всех подвижных элементов, перераспределяющихся в процессе диагенеза.

Подобные взаимосвязи были характерны для илов с повышенными и малыми содержаниями ОВ в сериях межледниковых и плиоценовых отложениях.

Разрез плио-плейстоценовых осадков в скв. 380, 380А, 381 формировался в основном под влиянием стока северо-западных рек. Это отчетливо видно не только по характерному составу осадочного вещества, терригенного обломочного материала, но и по содержаниям микроэлементов, по их отношениям и 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 сериях межледниковых отложений 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 давящим влиянием другого источника осадочного материала (сток северо-западных рек).

Некоторые прослой межледниковых отложений в скв. 380, помимо ОВ, обогащены также и диатомовым кремнеземом. Характерно, что в прослоях, где $SiO_{2ам}$ превышает 10%, понижены содержания Zn и, отчасти, Ni, Rb. Эта особенность проявляется также в плиоценовых отложениях, обогащенных ОВ и кремнеземом.

Таким образом, среди осадков, обогащенных ОВ, наблюдаются некоторые различия в содержаниях микроэлементов. На наш взгляд, причина коренится в нескольких отличных условиях их образования. В промежуток, когда формировались диатомовые илы, были характерны мелкомасштабные колебания климата, чередование 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.

Из приведенных материалов следует, что основные особенности накопления макрокомпонентов и микроэлементов в межледниковых, точно так же, как и в голоценовых отложениях, тесно связаны с изменениями климатических условий и некоторыми колебаниями уровня моря. Климат фактически контролирует и характер диагенетических

процессов — с поступлением с водосбора больших объемов элементов в подвижной форме в теплые гумидные фазы создавались благоприятные условия для диагенетического перераспределения элементов в осадочной толще. В эти периоды благодаря интенсивной поставке питательных солей с водосбора, интенсивно продуцируется фитопланктон и осадки обогащаются ОВ, являющимся основным энергетическим источником диагенетических процессов.

В качестве модели седиментации в ледниковые эпохи могут быть взяты процессы осадконакопления в Черном море в заключительную стадию вюрмского оледенения (около 11–20 тыс. лет назад), которые изучены наиболее полно [95]. В этот период накапливались ранне- и средненовозвксинские (верхневюрмские) илы (см. рис. 5). Седиментация протекала в условиях холодного климата и при низком положении уровня моря. В максимум похолодания уровень опускался на 100 м ниже современного, а затем постепенно поднимался и достигал отметок — 20–30 м и в позднем новоэвксине (нижний голоцен). На большей площади Черноморской впадины основное значение имела терригенная седиментация, а биогенная проявлялась лишь на мелководье. В глубоководной области моря наиболее тонкодисперсные илы накапливались главным образом в западной части моря, т.е. там, куда терригенный материал поставлялся в основном с равнинной и полуравнинной частей водосбора. В восточной южной областях глубоководной впадины в это время, помимо глинистого, активно накапливался крупнозернистый материал [36].

В силу обширного распространения карбонатных пород в горноскладчатой области водосбора (Кавказ, Понт), терригенный материал характеризуется относительно повышенной карбонатностью. По этой причине донные осадки, накопившиеся в восточной и южной областях впадины, отличаются более высокими содержаниями CaCO_3 по сравнению с западной. В заключительную фазу ледниковой эпохи (средненовозвксинское время, около 11–18 тыс. лет назад) в глубоководной области моря намечаются контуры нескольких полей карбонатных осадков, центры которых совпадают с современными халистатическими областями. Повышение карбонатности илов в этих районах наряду со слабой аккумуляцией терригенного силикатного материала обусловлено более активной, чем в других местах, аккумуляцией разного генезиса пелитоморфных карбонатов, способных оседать лишь в гидродинамически затишных областях.

Характерной чертой седиментации в средненовозвксинское время было периодическое относительное обогащение осадков ОВ. Интересно, что эти илы с повышенными содержаниями ОВ залегают в местах, отвечающих как современным халистатическим областям, так и районам, лежащим под ветвями современных циклонических течений. Это обстоятельство может свидетельствовать о том, что обогащенные средненовозвксинские илы появились в связи с более интенсивным поступлением терригенного гумуса и органического детрита в кратковременные межстадиалы позднего вюрма.

Скорости седиментации в позднем вюрме были в несколько раз больше голоценовых.

Верхневюрмские осадки по своему составу обнаруживают большое сходство с отложениями ледниковых эпох, вскрытыми в скважинах. Характерно, что в скв. 379А и 380 они различаются подобным образом, как и верхневюрмские осадки в районах той и другой скважин, но в скв. 379А большую роль играет крупнозернистый материал.

Все это позволяет считать, что 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.

Верхневюрмские осадки от голоценовых отличаются главным образом содержаниями макрокомпонентов $\text{C}_{\text{орг}}$, $\text{SiO}_{2\text{ам}}$ 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 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 касается гидролизатов (Ti, Sn, Sc, Ta, Zr, частично Hf, Th), то их содержания не претерпевают 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 понижением уровня моря.

Те же особенности выявляются и при сопоставлении отложений ледниковых эпох с межледниковыми.

Пачки плиоценовых отложений, обогащенных ОВ и диатомовым кремнеземом, встреченные в скв. 380А и 381, весьма сходны с некоторыми межледниковыми сериями по содержанию как макрокомпонентов, так и микроэлементов. Есть все основания считать, что эти осадки формировались в сходных условиях. Понятно, что сходными должны быть и закономерности их накопления. Плиоценовые диатомовые илы подобно голоценовым формировались в западной халистатической области моря. Как и в межледниковые эпохи, она находилась юго-западнее современной и охватывала район скв. 380А и 381. Это было обусловлено, вероятно всего, несколько другой, чем сейчас, конфигурацией береговой линии и системой течений. Основным источником осадочного материала служили северо-западные реки, поставляющие огромные количества питательных солей. Но они, как и в настоящее время, находились в заметном удалении от района образования диатомовых илов, и туда поступала лишь наиболее тонкая часть терригенного материала. Эти обстоятельства наложили свой отпечаток на количественное распределение микроэлементов в сериях диатомовых илов. По сравнению с глинистыми илами, обогащенными лишь ОВ, в скв. 380А в этих осадках 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 ббв). В то же время в высококарбонатных илах понижены содержания Ni, Co, Cr (в пересчете на обломочный материал). Различия в группах элементов, очевидно, связаны с поступлением материала из разных источников при формировании тех и других прослоев.

3. ЧЕРТЫ ГЕОХИМИИ Mo, Se, As, W

Исходя из средних данных по всему Черному морю (табл. 6), можно отметить, что микроэлементы в повышенных количествах концентрируются главным образом лишь в современных и, особенно, в древнечерноморских осадках. В последних содержания Mo, Se и W превышают его кларк в осадочных породах на порядок и более.

Однако в новозвксинских отложениях содержания микроэлементов (особенно Mo и Se) резко уменьшаются до кларковых и даже ниже. Весьма характерно, что в отложениях всех трех скважин средние содержания Mo, Se и As также ниже кларка и практически совпадают со средними их содержаниями в новозвксинских и карангатских (?) отложениях. Таким образом, в миоцен-плейстоценовое время условия в Черном море не способствовали накоплению Mo, Se и As в осадках. Это касается не только ледниковых эпох, но и межледниковий. Конечно, разница между ними имеется: в межледниковых горизонтах более интенсивно накапливались тонкодисперсные осадки, обогащенные ОВ, активнее протекали диагенетические процессы, в том числе, по-видимому, сульфат-редуцирующие. Все это способствовало накоплению подвижных микроэлементов в осадках. Но таких высоких концентраций Mo, Se, которые фиксируются в отложениях среднего и верхнего голоцена, в осадках скважин не наблюдалось. Это обстоятельство заставляет нас проанализировать основные причины надкларкового накопления элементов в современных и древнечерноморских отложениях.

Результаты многолетних исследований по геохимии Mo, Se, As и W в Черном море [60–64, 72, 56–59, 18, 126, 20] вместе с приведенными выше данными позволяют нам изложить их историю в голоцене.

Распределение Mo, Se и As в общем сходно с распределением других подвижных элементов — Co, Ni, Cu [18] и отражает ряд взаимосвязанных явлений, имевших место при эволюции Черного моря [78].

Как известно, новозвксинский бассейн по геохимическим характеристикам наддонной воды и осадков резко отличался от древнечерноморского и современного. Морская вода в новозвксинском бассейне была опреснена и аэрировалась до дна. Осадки содержали менее 1% ОВ и вследствие этого восстановительные процессы протекали в них слабо (свободный H_2S отсутствовал). Гидродинамика новозвксинского бассейна была значительно активнее современного, что выразилось в появлении в пелагиали грубодисперсного материала (песка, алеврита), а скорости осадкообразования превышали современные в 5–6 раз [27, 130].

Ослабленные процессы миграции Mo, Se и As на дне в составе ОВ, отсутствие H_2S в водной толще (а следовательно, невозможность участия Mo, Se и As в сульфидообразующих реакциях), активное поступление грубообломочного материала, вызывающего разубоживание редких элементов даже в пелагических областях бассейна, — все это явилось следствием образования низких содержаний As, Se и, особенно, Mo в новозвксинских отложениях. Перечисленные процессы в меньшей степени повлияли на содержание W в новозвксинских осадках.

Смена обстановки в Черном море в посленовозвксинское время сказалась на поведении Mo, Se и As.

В настоящее время при исследовании Черного моря многие геохимические аспекты рассматриваются с точки зрения тех изменений в голоценовой истории Черного моря, которые явились следствием прорыва средиземноморских вод в новозвксинский бассейн. Работами по изучению Mo в воде Средиземного и Мраморного морей было показано, что концентрация Mo в воде Средиземного моря значительно превышает максимальные его содержания в Черном море [62].

Как известно, доля средиземноморских вод, поступающих через Босфор, велика в водном балансе Черного моря [1]. Поэтому естественно, что (как показали наши расчеты) нижнебосфорское течение поставляет

около 80% от общей массы вносимого в море Mo. Именно нижнебосфорское течение обеспечило тот избыток привносимого в море Mo, который аккумулировался в осадках Черного моря в посленовозвксинское время [56, 59]. К сожалению, аналогичные данные по другим редким элементам в настоящее время отсутствуют.

Прорыв в древнечерноморский бассейн через Босфор соленой, а следовательно, и более тяжелой средиземноморской воды, привел к вертикальной дифференциации водных масс по плотности [78]. Плотные средиземноморские воды, обогащенные Mo, распространились в глубоководной части бассейна, вытеснив вверх воды менее соленые, но богатые биогенными элементами. В связи с этим в продуктивной зоне фотосинтеза сложились весьма благоприятные условия для обильного цветения фито- и развития зоопланктона. Планктон в процессе роста активно потреблял вместе с питательными элементами, как это видно из данных А.П. Виноградова [13], As и Se. Следствием роста биомассы в продуктивной зоне морской воды явилось образование в донных отложениях сапропелевидных илов с содержанием C_{org} от 10 до 20%. Однако не весь As и Se, поглощенные организмами в процессе их жизнедеятельности, перешли в донные отложения, хотя корреляция между ними и C_{org} в осадках в общих чертах сохранилась. Часть As и Se при минерализации организмов в процессе их опускания на дно вновь поступала в водную толщу бассейна и накапливалась в глубинных горизонтах.

Наблюдаемая корреляция Mo с ОВ в восстановленных отложениях Черного моря и высокие его концентрации в иловой воде, отжатой нами из сапропелей [63], указывают, что связь Mo так же, как As и Se, с ОВ зарождалась еще в наддонной воде бассейна. Однако если для As и Se — это результат биохимических процессов в зоне фотосинтеза, то для Mo на первое место выступают адсорбционно-химические реакции взаимодействия его растворимых форм с реакционноспособными группами минерализованного ОВ. В пользу этого довода свидетельствуют наши расчеты, по которым степень накопления Mo морскими организмами (планктоном) в процессе их жизнедеятельности невелика и составляет 0,8% от общего содержания Mo в ОВ осадка [126]. Следующим этапом в эволюции Черного моря явилось возникновение свободного сероводорода сначала в осадках, а затем в наддонной воде. По мере увеличения концентрации H_2S и вследствие этого понижения Eh в глубинах водной толщи создавались благоприятные условия для вывода растворенных Mo и As в виде сульфидов, а Se в виде свободного коллоида за счет восстановления селенитов, а затем до элементарного Se^0 . Итогом этого процесса явилось очень характерное распределение Mo и As в воде современного Черного моря [62, 57] (данных по Se в воде Черного моря нет). Mo и As распределяются по вертикали водной толщи неравномерно, в отличие от нормально-аэрированных бассейнов, например, Тихого океана и областей Средиземного моря, лишенных влияния пресненных черноморских вод [80, 56, 21]. У обоих элементов в воде Черного моря наблюдается уменьшение растворимых форм в сероводородной зоне. Понижение содержания Mo отмечается сразу же с появлением в воде H_2S , с горизонта примерно 200 м, у As этот процесс заметен только с горизонта 1000 м, т.е. там, где концентрация H_2S принимает максимальные значения.

По мере увеличения концентрации сероводорода содержание Mo и As уменьшается, и между ними устанавливается обратная зависимость Механизмом, приводящим к уменьшению растворимых форм Mo и As

в присутствии сероводорода, является процесс соосаждения его с коллоидными сульфидами железа, поскольку Eh и pH морской воды, а также содержания этих элементов не позволяют образовать самостоятельного сульфида [62, 57].

Таким образом, с одной стороны, минерализация огромной массы умерших организмов стимулировала накопление As и Se, а нижнебосфорское течение — накопление Mo в глубинах моря в древнечерноморское время, с другой — смена кислородного режима на сероводородный создало благоприятные условия для перехода из растворимых форм в осадки. При этом образование максимальных содержаний Mo, Se, As в сапропелевидных илах произошло в основном в результате двух параллельных процессов: миграции Mo, Se и As в составе органического детрита и вывода их из растворов сероводородной зоны активными компонентами взвеси, среди которых основную роль, по-видимому, играли гидрогенные сульфиды железа.

Однако запас биогенных элементов, поддерживающий бурный рост планктона в древнечерноморское время, был ограничен [78], а расходование питательных солей привело к снижению биологической продуктивности в верхнем слое морской воды. Это повлекло за собой обеднение осадков ОВ, а следовательно, и Mo, Se и As. Более того, в воде сероводородной зоны, после перевода в осадки из растворов избытка гидрогенных Mo, Se и As, наступило динамическое равновесие между их количествами, поступающими в водную толщу Черного моря и мигрирующими из нее в осадки. Мощный источник поступления Mo в бассейн — нижнебосфорское течение — действует и в настоящее время, поэтому в вертикальном разрезе голоценовых отложений мы не наблюдаем снижения содержаний Mo при переходе от древнечерноморских глинистых осадков, не содержащих сапропели, к аналогичным осадкам современных отложений.

Таким образом, поведение геохимически подвижных Mo, Se, и As не только вписывается в общую схему эволюции Черноморского бассейна в голоцене, но делает ее более яркой и убедительной. Распределение этих элементов в стратиграфическом разрезе голоценовых осадков полностью совпадает с особенностями их поведения в наддонной воде с той поры, когда вследствие поступления тяжелых средиземноморских вод в Черноморскую котловину началось сероводородное заражение глубоководной части моря и цветение планктона в зоне фотосинтеза.

Что касается вольфрама, то его поведение значительно отличается от поведения молибдена, селена и мышьяка. Во-первых, отмечается большой разброс величин его содержания в голоцене, хотя в общем все они значительно превышают кларк в осадочных породах. Во-вторых, распределяется он по вертикали отложений часто спорадически. Если судить по средним данным, полученным для осадков в районе скв. 379А (ст. 2259, 2291-3), то можно заметить, что W, так же как Mo, Se и As, в определенной мере накапливается в древнечерноморских отложениях; и таким образом, можно было бы предположить участие его подвижных форм в эволюции элементоорганических соединений. С другой стороны, если оперировать средними общими данными по всему Черному морю, то можно наблюдать непрерывный ряд повышения его содержаний от новозвксинских отложений к древнечерноморским и далее к современным. Разбирая последний случай, И.И. Волков [18] предполагал участие W в генерации вольфрамита кальция в момент образования аутигенных карбонатов. Однако чрезвычайно низкие содержания W в прослоях аути-

генных карбонатов, формирующихся на контакте разновозрастных осадков (ст. 7663) ставит под сомнение эффективность этого процесса. Теоретически можно предполагать взаимодействие W с Ca, Fe и Mn, т.е. с теми элементами, с которыми W образует свои наиболее распространенные минералы: шеелит $\text{Ca}[\text{WO}_4]$, ферберит $\text{Fe}[\text{WO}_4]$, гюбнерит $\text{Mn}[\text{WO}_4]$, вольфрамит (Fe, Mn) $[\text{WO}_4]$. Однако, по-видимому, эти реакции больше характерны для постмагматических процессов, где W часто ассоциирует с Mo. В осадочном же процессе, и в частности в морском, происходит разделение W и Mo. В отличие от Mo, у которого доминирующая роль принадлежит подвижным формам, у W преобладают кристаллически связанные, геохимически инертные. Это подтверждается в ряде случаев четкой корреляцией W с Ti и $\text{Fe}_{\text{вал}}$, а не с Fe^{3+} реакц и свидетельствует скорее о присутствии W в обломочной части терригенных осадков.

Переходя к рассмотрению поведения Mo, Se, As и W в отложениях скважин, следует напомнить, что в последних отсутствуют данные по Eh и реакционноспособным формам макрокомпонентов, что вносит определенные трудности в интерпретацию полученных данных. Анализ геохимического поведения Mo, Se, As и W зачастую проводится методом сравнения с их поведением в голоцене.

Как уже подчеркивалось выше, среднее содержание элементов в отложениях скважин очень близко к их средним содержаниям в новозвксинских осадках. Для Mo, Se и As они практически совпали. В то же время содержания Mo и Se в современных и особенно в древнечерноморских отложениях значительно превышают их количества в новозвксинских осадках и отложениях скважин. Это наводит на мысль, что в процессе формирования миоцен-плейстоценовых отложений не было стечений таких благоприятных условий для накопления Mo и Se, какие существовали в среднем в верхнем голоцене. Это ставит под сомнение наличие в миоцен-плейстоценовое время столь мощной стагнированной зоны, которая образовалась в Черном море в начале среднего голоцена и которая функционирует сейчас.

Обращает также на себя внимание отсутствие в отложениях скважин корреляционных связей между Mo и Mn. Как известно [56], такие связи характерны для высокоокисленных типов осадков, а также для железомарганцевых конкреций, формирующихся в них, причем их необходимым условием должна быть гидроокисная форма Mn. По-видимому, в большинстве случаев Mn в отложениях скважин представлен карбонатными соединениями, к которым Mo проявляет геохимическую инертность. Карбонатная форма Mn подтверждается также наличием прямой зависимости его содержаний от присутствия сидерита. Так, например, в скв. 381 содержание Mn максимально (5,43%) в пробе 27-3, 77-97 см, состоящей из сидерита и наиболее распространенной минеральной формы нахождения в отложениях скважин — манганосидерит и родохрозит [111]. А для их образования, как известно, необходимы слабовосстановительные условия в осадках. Этому выводу не противоречит довольно часто наблюдаемая в отложениях скважин корреляция между Fe и As. Поскольку система железа ($\text{Fe}^{2+} \rightleftharpoons \text{Fe}^{3+}$) является менее окисленной, чем система марганца ($\text{Mn}^{2+} \rightleftharpoons \text{Mn}^{3+}$), то окислы Fe присутствуют в осадках даже в тех случаях, когда весь Mn уже находится в двухвалентной форме. А накопление As происходит в основном в окисных соединениях Fe [58].

Таким образом, поведение Mo, Se и As, с одной стороны, свидетельствует об отсутствии мощных стагнированных зон при формировании оса-

дочных толщ, вскрытых скважинами, а с другой, что окислительно-восстановительный потенциал в них был в общем невысок. "Мягкость" окислительно-восстановительных условий определяется прежде всего относительно низкими, за исключением отдельных прослоев, содержаниями ОВ: во всех трех скважинах его средние содержания не превышают 1% и близки к средним величинам для новозвксинских осадков.

Как показало детальное рассмотрение горизонтов скважин, основную массу их отложений составляют глинистое вещество и карбонаты. Однако, судя по содержанию рассматриваемых микроэлементов в однородных глинистых слоях, можно считать, что глинистый материал, является слабым коллектором по крайней мере для Mo, Se и As и может способствовать образованию лишь кларковых его содержаний в осадках. Причем при изменении от горизонта к горизонту минерального состава глинистой фракции не улавливается каких-либо закономерностей в увеличении или уменьшении концентраций Mo, Se и As.

Широко представленные в отложениях скважин карбонатные минералы различного генезиса: кальцит, арагонит, доломит, сидерит, судя по обратной корреляции между их количеством и содержанием редких элементов, способствуют лишь разубоживанию присутствующих в осадках Mo, Se и As.

Совершенно другой смысл приобретает связь Mo, Se и As с ОВ. Несмотря на относительно низкие содержания ОВ в отложениях скважин, ассоциации Mo, Se и As с ними прослеживаются почти во всех горизонтах.

Эта особенность является наиболее важной чертой геохимии Mo, Se и As в миоцен-плейстоценовых отложениях. Характерна приуроченность прослоев, обогащенных ОВ и ассоциированных с ним редких элементов, к межледниковым горизонтам. Как правило, эти прослои состоят из бескарбонатных или слабокарбонатных глинистых илов, в отдельных случаях обогащенных диатомовым кремнеземом. Несмотря на то, что ОВ в отложениях скважин прошло определенный этап диагенетических преобразований, оно, тем не менее, содержит в своем составе заметные количества таких реакционноспособных форм, как гуминовые и фульвокислоты [117]. По данным этих авторов, гуминовые соединения, экстрагируемые щелочами, содержатся в отложениях скважин от 6,0 до 29,1% от общего ОВ, причем в образцах из скв. 379А их концентрации более высокие, чем из скв. 380. Опыты по извлечению Mo различными растворами (NaCl, HCl, NH₄OH) из осадков, обогащенных ОВ, показали, что значительная часть Mo связана с гуминовыми кислотами [56, 22]. А поскольку в осадках скважин гуминовые кислоты присутствуют в заметных количествах, то можно полагать, что их роль в концентрировании Mo очень велика. К сожалению, таких данных для Se и As пока нет. Но зная восстановительную способность гуминовых кислот [26], можно предполагать их реактивное действие (в случае отсутствия более сильного восстановителя — H₂S) по восстановлению Se до малоподвижной формы (Se⁰).

Отсутствие данных по распределению в отложениях скважин сульфидной и пиритной серы не позволяет нам проследить взаимосвязь этих важных компонентов с рассматриваемыми элементами. Тем не менее, такую связь мы можем предполагать по аналогии с голоценовыми осадками. В свежих голоценовых отложениях, затронутых только ранними стадиями диагенеза, хорошо просматривается генетическая приверженность Mo, Se и As к сульфидам различных модификаций. Примером

генетической связи Mo, Se и As с сульфидами в отложениях скважин может служить проба 35—3, 19—42 см, где обнаружены высокие содержания этих элементов и 3% пирита. Несомненно, что при неизменности восстановительного режима в осадках наиболее стабильными формами Mo, Se и As будут сульфидные, потому что в этих условиях стабильны сами сульфиды.

Поведение W в миоцен-плейстоценовых отложениях, так же как и в голоценовых, резко отличается от поведения Mo, Se и As. Содержание W в скв. 380 составляет в среднем $19 \cdot 10^{-4}$ %, а в скв. 380А — $14 \cdot 10^{-4}$ %, т.е. значительно превышает его кларк в осадочных породах (табл. 12). Максимальные содержания этого элемента в отложениях скважин приурочены, как правило, к терригенным слабокарбонатным (10—30% CaCO₃) или бескарбонатным (<10% CaCO₃) отложениям. Поскольку W мигрирует преимущественно в виде взвеси (грубой и тонкой) и распределяется в море согласно законам механической дифференциации [60], в основном, по правилу песчаной и алевритовой фракции, а ледниковые илы характеризуются наибольшей грубозернистостью, становится понятным приуроченность повышенных содержаний W именно к ледниковым осадкам. На преобладание связанных кластофильных форм W над подвижными в миоцен-плейстоценовых отложениях, как и в голоценовых, указывает часто наблюдаемая корреляция W с Ti и Fe.

Сопоставление геохимического поведения элементов в голоценовых и миоцен-плейстоценовых отложениях приводит, как нам кажется, к двум важным выводам: 1) взаимосвязи элементов, которые мы наблюдаем в голоценовых осадках, в общих чертах повторяются в толще литифицированных миоцен-плейстоценовых отложений; 2) ход кривых, отражающих корреляционные связи элементов, которые мы наблюдаем в микроструктурах (миллиметровые и сантиметровые мощности прослоев в голоценовых осадках), сохраняются в макроструктурах литифицированных отложений (метровые мощности слоев миоцен-плейстоцена).

4. О ЗНАЧЕНИИ ПИТАЮЩИХ ПРОВИНЦИЙ В ФОРМИРОВАНИИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ОСАДКОВ

Формирование разрезов осадков, изученных в скважинах, происходило главным образом под влиянием трех областей водосбора: 1) северо-западной, где имеются крупнейшие речные артерии (Дунай, Днепр, Днестр и др.), 2) областей, расположенных у Босфора и 3) Центрального Понта (в основном, бассейн р. Кызыл-Ирмак). Под влиянием первых двух провинций шло формирование осадков скв. 380, 380А и 381, под влиянием Центрального Понта — 379А. Значение этих питающих провинций во времени заметно менялось. Особенно это касается первых двух провинций, наиболее важная из которых (северо-западная) находилась под влиянием резко меняющегося климата (чередования ледниковых и межледниковых эпох).

Развитием ледникового щита и его осцилляциями контролировался режим крупнейших рек северо-западной области: Дуная, Днепра, Днестра. На южном побережье ледники не развивались. Значение перечисленных питающих провинций в межледниковом осадконакоплении может быть реконструировано по современной и голоценовой моделям.

Распределение минералогических провинций обломочного терригенного материала [10, 82], схемы глинистых минералов [67, 123], а также абсолютные датировки терригенных минералов [41] показывают, что в

районе скв. 379А решающую роль в четвертичном накоплении играл южный водосбор. Характернейшей составной частью питающей провинции Центрального Понта является переработанный в процессе выветривания вулканогенный материал, выносимый из меловых и более молодых отложений реками Кызыл-Ирмак и Ешиль-Ирмак. В связи с этим в осадках прилегающей части моря заметно повышены содержания монтмориллонита и моноклинистых пироксенов. Хотя в процессе осаждения на дно этот материал и разбавлялся носами других питающих провинций, однако, судя по его содержаниям в осадках скважины, своего "лица" он не потерял (в них повышены как содержания монтмориллонита, так и вулканокластического материала основного состава). И поэтому не случайно содержания элементов, генетически связанных с основными породами (Fe, Ti, Cr, Ni, Co, V, Sc, и др.) здесь заметно повышены.

Влияние других провинций на осадконакопление в районе скв. 379А проявляется по следующим геохимическим показателям. В разрезе четвертичных осадков выявлены максимумы средних содержаний ряда элементов по пачкам. Оказалось, например, что в вюрмских осадках заметно повышены содержания Fe, Ni, Cr, в рисских — Ni, Li, Rb, Sc, в миндель-рисских — Fe, Mn, Cu, Zn, Rb, и т.д. Эти данные говорят о перестройке схемы питания данного района осадочным материалом. В рисскую эпоху чувствуется усиление влияния стока северо-западных рек, а в миндель-рисскую — Кубани.

Современная модель дает представление об особенностях осадкообразования в максимумы трансгрессий. Подобно началу голоцена, в межледниковья, вероятно, были периоды с более низким, чем сейчас, положением уровня моря. В эти промежутки соотношение объемов наносов, поступающих с южного и северного водосборов должны были меняться. Наглядное подтверждение этому содержится в схемах нижнеголоценовых осадков [95], а также в абсолютных датировках терригенных минералов [42]. Наблюдается существенное возрастание поступления терригенного материала с ледниковых (северных) областей в связи с активным таянием ледников, и увеличение его выноса в глубоководную часть моря, благодаря понижению уровня вод. Выявляются и качественные различия в составе наносов, поступающих в море, т.е. повышаются количества продуктов физического выветривания.

Коренные изменения в поступлении осадочного материала должны были происходить в ледниковые эпохи. Твердый сток рек с северного водосбора должен был сокращаться, поскольку верховья бассейнов основных рек покрывались ледниками. Вместе с тем падение уровня неизбежно вызывало усиление эрозии. Кроме того, вследствие этого устья многих рек оказывались на краю шельфа, и основной объем наносов, в том числе и крупнозернистого аллювия, поступал в глубоководную область моря. В ледниковые эпохи возникали чрезвычайно благоприятные условия для деятельности суспензионных потоков. Перечисленные особенности выявлены в результате изучения позднеплейстоценового осадкообразования по многочисленным колонкам осадков [95].

В ледниковые эпохи должно было резко возрастать влияние стока Кубани и на район скв. 379А. Хотя основной объем наносов Дуная и Днепра откладывался в западной части Черноморской впадины, включая район скв. 380 и 381, их влияние, а также влияние р. Дон, на состав осадков восточной части моря также должно было усилиться.

Изложенное позволяет заключить, что принципиальные геохимические различия разреза плейстоценовых терригенных осадков должны быть тесно связаны с особенностями палеогеографии, которые контролируют количество и качество поступающего с водосбора осадочного материала. Это подтверждают закономерности распределения изученных элементов в скважинах.

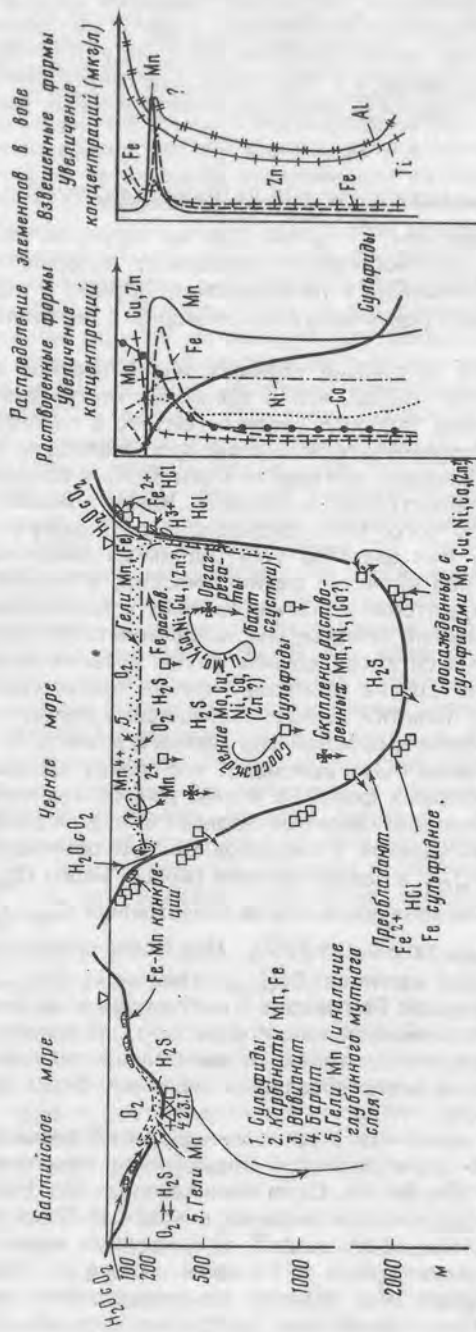
5. СЕРОВОДОРОДНОЕ ЗАРАЖЕНИЕ ВОД И ПАЛЕОРЕКОНСТРУКЦИИ

Одной из интереснейших проблем в седиментологии являются поиски литолого-геохимических и фаунистических критериев, которые представляются возможным использовать в палеорекострукциях. В первую очередь, это касается условий седиментогенеза в морях с сероводородным заражением вод.

Как уже говорилось, при вторжении соленых вод в пресное озеро происходит расслоение водной толщи, что в конечном итоге приводит к появлению H_2S в придонных водах. В связи с тем, что в плейстоцене в Черном море соленые средиземноморские воды прорывались по крайней мере 4 раза, мы вправе ожидать, появления в эти эпохи в придонных водах H_2S (в голоцене он присутствует и поныне). Какие доказательства можно привести в пользу того, что сероводородное заражение вод имело в плейстоцене место? Как известно [76], одним из самых надежных признаков заражения вод является фаунистический, в первую очередь, остатки донной фауны, которая в стагнированных условиях быстро вымирает. Однако этот надежный признак мы использовать не можем в связи со слабой изученностью остатков донной фауны древних осадков. Поэтому необходимо искать другие критерии, прежде всего, геохимические. Ранее были сделаны попытки выяснить специфику между геохимией илов кислородной и сероводородной зон Черного моря [76, 132] на примере форм Fe. При этом было выяснено, что между распределениями (концентрациями) валовых форм Fe в илах разных зон никакой разницы нет. Если брать только реакционные формы Fe, то в их распределении различия обнаружить удается. В кислородной зоне обычно преобладает Fe_{HCl}^{2+} , затем идет Fe_{HCl}^{3+} , в редких случаях (когда много $C_{орг}$) — $Fe_{сульфид}$. В сероводородной зоне при высоких содержаниях $C_{орг}$ (>3%) резко преобладает $Fe_{сульфид}$ затем идет Fe_{HCl}^{2+} . При более низких содержаниях $C_{орг}$ преобладающим является Fe_{HCl}^{2+} , затем идет $Fe_{сульфид}$. Как видно, изложенное о формах Fe говорит о слабом различии в составе илов окисленной и стагнированной зон. Кроме того, первоначальные соотношения форм Fe в процессе диагенеза, и тем более катагенеза, меняются. Это говорит о малой целесообразности изучения форм железа для целей палеорекострукций.

Выше говорилось, что одной из отличительных черт голоценового седиментогенеза в Черном море является повышенное накопление в илах стагнированной зоны Mo, Se, As, Cu, и пониженное — Mn (подвижные формы которого при постоянном наличии в водах H_2S находятся и диффундируют в виде растворенного Mn^{2+} в придонные воды). Эти признаки и предлагается использовать в качестве одного из главных литолого-геохимических показателей наличия сероводородного заражения в древних водоемах. Лучше всего этот показатель выразить в виде

коэффициента $\frac{Mo+10Se}{Mn} \cdot 100$ или $\frac{Mo+Se+Cu}{Mn} \cdot 100$. Значение коэффициента



Р и с. 39. Принципиальная схема седиментогенеза (осаждения химических элементов) в условиях периодического (Балтийское море) и постоянного (Черное море) сероводородного заражения, по [30]
 O_2 — воды, содержащие кислород, H_2S — воды, зараженные сероводородом, O_2-H_2S — граница исчезновения кислорода и появления сероводорода

1-5 — образование аутигенных минералов: 1 — сульфиды; 2 — карбонаты Mn, Fe, 3 — вивианит; 4 — барит; 5 — скопление гелей Mn во взвеси
 В Черном море квадратиками показано зарождение сульфидов Fe, крестиками — осаждение органических агрегатов и бактериальными сгустков. Индексами перечислены химические элементы, ассоциирующиеся с сульфидными (Mo, Cu, Ni, Co, Zn) и с органическими агрегатами (U, Mo, V, Co, Ni, Cu, Zn)
 Справа показаны графики принципиального распределения растворенных и взвешенных форм элементов в воде Черного моря

$Mo+10Se$. 100 для всех бассейнов и областей с: постоянным сероводородным заражением глубинных вод (или донных илов и, очевидно, самого придонного слоя вод) намного выше 5 (обычно >1), в то время как для восстановленных илов бассейнов с нормальным газовым режимом он, как правило, меньше 5, а для илов окисленной зоны меньше 1. В восстановленных илах морей и океанов, где сероводород никогда не выходит на поверхность осадков, происходит некоторое накопление Mo, Se, As в илах за счет их "диагенетического" насыщения из наддонной воды, однако их содержания заметно ниже, чем в илах Черного моря, а значения коэффициента стагнации, как правило, не превышают 3. Значение коэффициента стагнации для современных илов изученных нами колонок Черного моря колеблется в пределах 2,7-11,1. Для древнечерноморских осадков он равен 10,4-66,7 (в одном случае 0,9), в то время как для новозвксинских и вюрмских его значения равны 0,3-1,5 (см. табл. 5, 6). Значения коэффициента стагнации для плейстоценовых и более древних осадков, обогащенных ОВ, значительно ниже, чем для пелагических голоценовых илов. Это говорит о том, что данные прослои формировались в водной среде, не зараженной H_2S . Лишь некоторые из этих прослоев, коэффициент стагнации для которых превышает 5, накапливались в условиях стагнации. Поэтому нельзя считать, что в отдельные периоды плейстоцена, как это можно предполагать из схем распределения S, диатомовых и кокколитов, соленые воды прорывались в Черное море, и установившаяся связь этих морей сохранялась в течение всего времени, указанного на рис. 39. Скорее всего, эта связь была кратковременной ("пульсирующей"), а осолонение и появление в природных водах H_2S не таким полным и постоянным, как сейчас.

6. ВОПРОСЫ ОБРАЗОВАНИЯ МАРГАНЦОВИСТЫХ И ЖЕЛЕЗИСТЫХ ОСАДКОВ

В бассейне Атлантического океана современные осадки содержат максимум до 3,6% Mn и до 19,5% Fe [28, 30]. Осадки с высокими содержаниями Fe ($>10\%$) представлены либо гидрогетит-шамозитовыми разновидностями, распространенными на шельфе экваториальной гумидной зоны океана, либо вулканогенными отложениями (железородными гидротермальными или пирокластическими). Осадки, вскрытые в скв. 380, 380А и 381, ни к одним из этих типов не подходят. Во первых, железистые гидрогетит-шамозитовые отложения содержат не более 0,10% Mn; во вторых, никаких признаков вулканической деятельности в период образования марганцовисто-железистых осадков в Черном море не обнаружено. В настоящей период времени в океане вне зон вулканической деятельности совместное накопление Fe и Mn происходит либо за счет образования железистых корок из морской воды (участки нулевой седиментации в океане, а также в Балтийском море, [11], либо в результате образования железо-марганцевых конкреций за счет диагенетического перераспределения вещества, как это происходит, например, в Каламитском заливе Черного моря или в Рижском или финском заливах Балтики [5].

Если считать, что Fe и Mn в железистых прослоях позднекайнозойских осадков Черного моря накапливались аналогичными путями, то мы должны допустить, что конкреции и корки после своего образования были захоронены, затем в результате диагенетических процессов

преобразованы в сидерит или манганосидерит. Нам известно, что образование Fe — Mn конкреций происходит в окислительной обстановке, без наличия в придонных водах H₂O. Очевидно, в аналогичных условиях накапливались и железорудные отложения Черного моря (скв. 380, 380А и 381). Это практически подтверждается низкими значениями коэффициента стагнации (табл. 21). Видимо, данный механизм совместного накопления Fe и Mn в районе скв. 380, 380А, 381 в позднекайнозойское время наиболее вероятен.

В тех случаях, когда на фоне слабо повышенных концентраций Fe (5—10%) происходило интенсивное накопление Mn (0,20—10,0%), скорее всего действовал механизм, характерный для современных впадин Балтийского моря с периодически появляющимся сероводородом в придонных водах [5, 30, 31].

Этот механизм сводится, в принципе, к следующему. В придонных водах Балтики, благодаря своеобразному гидрохимическому режиму, нередко наблюдается повышение концентраций Mn у дна (до 1050 мкг/л) во всех впадинах [29]. Сильно обогащаются растворенным Mn также и поровые растворы: до 19—32 мг/л Mn, т.е. в 20—100 раз больше, чем в придонном слое и в 1000—10 000 раз больше, чем в поверхностном слое вод.

При вторжении во впадины окисленных североморских вод растворенный Mn²⁺ (а также и некоторые другие элементы) окисляется, выпадает в виде гелей и осаждается на дно. В результате на дне иногда наблюдается наличие гелеобразного (студенистого) слоя марганца мощностью до 1—1,5 см [5]. Эти гели являются метастабильными, вероятно, в течение непродолжительного времени. При понижении Eh они вновь переходят в раствор и вторично вовлекаются в химико-биологический круговорот.

Для образования аутигенного минерала типа родохрозита совершенно необходимо присутствие в растворе ионов Mn²⁺ и CO₃²⁻ и достижение ими величины произведения растворимости, равной 9·10⁻¹¹. Как отмечалось выше, наиболее высокие концентрации Mn²⁺ в растворе характерны для поровых вод восстановленных осадков центральной части котловин. Эти котловины — наиболее благоприятное место для образования родохрозита. Количество углекислого газа в придонном слое водной толщи и в поровой воде зависит в основном от распада органического вещества. CO₂ в отличие от других газов растворяясь в воде входит с ней в химическое взаимодействие, образуя ионы H⁺, HCO₃⁻, CO₃²⁻ и молекулу H₂CO₃. Отражением этого процесса является величина активной реакции pH, которая функционально связана с концентрациями CO₂ и ее производными. Повышение парциального давления CO₂ ведет, как правило, к понижению pH, понижению pCO₂, увеличивает щелочность среды. Выяснено, что наиболее низкие величины pH в придонном слое воды Готландской впадины характерны не для ее центра, а для периферии (около 7,2). По мере продвижения к центру pH увеличивается до 7,4, а в осадках — до 7,75. Поскольку уменьшение давления CO₂ (увеличение pH) ведет к сдвигу в карбонатной системе в сторону образования аниона CO₃²⁻, то следовательно, стагнированные донные илы центральной части котловины являются и с этой точки зрения наиболее благоприятным местом для осаждения MnCO₃.

При повышении парциального давления CO₂ в растворе растет концентрация бикарбоната-иона HCO₃⁻, с которым Mn²⁺ дает хорошо растворимое соединение. По-видимому, эта химическая форма марганца является преобладающей в поровом растворе, а также в наддонной воде

ниже уровня барьерной зоны. Если это так, то карбонатная система в растворе контролирует состояние системы $\frac{Mn(HCO_3)_2}{\text{раств}} \rightleftharpoons \frac{MnCO_3}{\text{тв}}$: повышение парциального давления CO₂ является агрессивным фактором по отношению к образованию и существованию твердых карбонатов вообще и карбонатов марганца в частности.

Судя по полям устойчивости минералов марганца, родохрозит образуется в довольно широком интервале (от +0,5 до -0,3В), причем его устойчивость в отрицательном поле Eh растет с увеличением pH. Характерно, что сульфид Mn, произведение растворимости которого (1,4·10⁻¹⁵) значительно ниже ПР MnCO₃, не встречается в восстановленных осадках котловин¹. Это явление можно объяснить двумя причинами. Несмотря на то, что MnCO₃ и Mn формируются в примерно одинаковом диапазоне pH, устойчивость сульфида Mn (алабандика) находится в более низких значениях отрицательного поля (как правило, ниже -0,2 В). Такие низкие значения Eh в осадках почти не встречаются. Кроме того, обильная генерация CO₂ и ее производных подавляет сульфид-ионы, которые расходуются, в первую очередь, на образование еще менее растворимого (ПР=3,7·10⁻¹⁹) сульфида Fe.

Таким образом, образованию карбоната марганца по сравнению с сульфидом благоприятствуют "мягкие" условия стагнации, какие мы и наблюдаем в осадках Балтийского моря [31].

Данный механизм накопления карбонатов марганца предполагает наличие небольших впадин, где могли бы скапливаться воды и где в их придонных слоях мог проявляться H₂S. Возможно, что в отдельные периоды миоцена-плиоцена такие впадины-ловушки находились в близости Босфорского пролива (район скв. 380, 380А и 381).

В настоящее время аутигенные минералы Fe, Mn, P и Ba должны, по всей вероятности, образовываться в пределах материкового склона примерно в полосе глубин 150—500 м, т.е. там, где исчезает кислород и появляется сероводород. В участках с устойчивой вертикальной структурой глубина их образования должна быть минимальной, с неустойчивой (например, у устьев рек, где вниз по материковому склону спускаются мутьевые потоки, а также у Босфорского пролива, где вниз по склону спускаются соленые, насыщенные кислородом воды) максимальной. Первые находки барита, кальцита (очевидно, марганцовистого карбоната) в парагенезе с сульфидами в контактной зоне (O₂—H₂S) Черного моря уже обнаружены [102].

¹ Карбонаты, сульфиды и фосфаты марганца, а также карбонаты железа были все же встречены в Ландсортской впадине Балтийского моря [140].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные авторами геохимические исследования показали их большое значение для оценки бассейна Черного моря как геохимической провинции, определения источников сноса осадочного материала, расчленения и корреляции толщи донных отложений, установления общих закономерностей палеогеохимической эволюции, изучения процессов диагенеза и перераспределения вещества, характеристики колебаний палеосолености, уровня моря, окислительно-восстановительных условий (в частности, сероводородного заражения) в процессе геологической эволюции. Эти исследования оказались также ценными для выделения ряда геохимических показателей, которые в будущем смогут быть использованы для расчленения и корреляции морских отложений, особенно данного региона. Сравнение средних содержаний неоген-плейстоценовых донных осадков Черного моря с современными осадками Атлантического океана показало, что первые отличаются повышенными количествами цинка, молибдена, селена и некоторых других элементов, которые обычно связаны с сульфидами, а также сапропелями. Указанные особенности определяют специфику Черного моря как геохимической провинции на фоне Атлантического океана. В целом они близки по многим особенностям. Вместе с тем в отдельных участках океана имеет место более выраженное накопление биогенных элементов, элементов, ассоциирующих с Fe—Mn окислами и пирокластикой основного состава.

Осадконакопление в центральной части Черного моря (скв. 379А) на протяжении большей части четвертичного периода преимущественно обуславливалось 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, частично, Ti, Fe. Лишь в нижней половине разреза более заметно сказывается влияние других источников питания: Кавказского, Крымского, северо-западного водосборов.

В приобсфорской области Черного моря осадконакопление 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). Лишь в отдельных случаях в осадках плиоцена прослеживаются повышенные содержания Cr, V, Ni, Ti, Fe и других элементов, указывающих на преимущественное накопление продуктов выветривания основных пород с близлежащих областей.

Имеющийся в распоряжении авторов материал позволяет сравнить геохимические особенности отдельных стратиграфических горизонтов (миоцена, плиоцена, плейстоцена и голоцена) и наметить некоторые черты

геохимической эволюции. Однако следует отметить, что не по всем временным интервалам имеется достаточно обширный для этих целей материал. В частности, миоцен в глубоководных осадках Черного моря представлен весьма фрагментарно. Установлено, что осадки этого периода в основном бескарбонатны или малокарбонатны, в отдельных горизонтах отмечается повышенное содержание Fe, Ni, Cr, Co, V, Rb, Cs.

Особенностью плиоцена является высокое содержание $C_{орг}$ и $SiO_{2ам}$, карбонатов, разнообразие их форм, специфическая ритмичность отложений, а также весьма неравномерное распределение компонентов по стратиграфическому разрезу, что отражает крупные колебания физико-географических условий среды в плиоцене. В настоящее время среди геологов нет единой точки зрения в отношении верхней границы плиоцена. Выделяют границы в 3,5; 1,8 и 0,7 млн. лет. Международными геологическими организациями и многими геологами отдано предпочтение границе в 1,8 млн. лет. Геохимические особенности этих границ в континентальных отложениях запада Русской платформы охарактеризованы в ряде публикаций. В частности, две нижние границы характеризуются на континенте постепенным изменением состава глинистых минералов, содержания, миграционной способности и соотношений минеральных форм Fe и Mn, количеством и составом рассеянного органического вещества, карбонатностью, особенностями распределения ряда микроэлементов.

Особенностью границы 0,7 млн. лет в зоне материковых оледенений является резкое усиление процессов механогенеза. Местоположение возрастной границы в 3,5 млн. лет не может быть достаточно точно установлено в изученных нами разрезах. Можно предположить, что она проходит внутри пачки IVb в скв. 380 и 380А. Эта пачка делится на две отличающиеся по составу части. Нижняя часть более карбонатная, в верхней — возрастает содержание $C_{орг}$. Возможно, это отражает климатические изменения в акчагыле, когда климат стал более влажным, и увеличился снос питательных веществ с континента. При условии, конечно, если возраст пачки определен правильно и его среднюю часть можно коррелировать с началом акчагыла. Следует отметить, что в целом по геохимическим показателям морских отложений — это не очень яркий рубеж, по сравнению с другими, которые можно выделить в скважинах. Рубеж в 1,8 млн. лет проходит в кровле пачки IVa в скв. 380, 380А и пачки 3 скв. 381. Этот рубеж является контрастным в геохимическом отношении и характеризуется высокими содержаниями Fe, Mn, сидерита, разнообразием минеральных форм карбонатов, своеобразным ритмично-слоистым строением осадков, повышенными концентрациями V, Cr, Ni, Co и других элементов. Довольно мощной прослой сидеритов прослеживается в скв. 381, 380 и 380А и может иметь стратиграфическое значение.

Следует отметить, что хотя в четвертичных отложениях ледниковой и лессовой формациях Русской платформы отмечается увеличение среднего содержания Mn в породах по сравнению с плиоценом, в целом его миграционная способность и масштабы накопления и минералообразования, вероятно, уменьшились. По-видимому, в связи с уменьшением его подвижности в континентальных гипергенных условиях уменьшился также вынос этого элемента в море. Можно предположить, что это относится и к железу. Граница в 0,7 млн. лет в морских осадках, так же как на континенте, характеризуется усилением процессов механогенеза, появлением турбидитов, изменением форм нахождения карбонатов и др. Выше

этой границы происходит выраженное чередование холодных и теплых периодов. Среди карбонатов начинает преобладать кальцит главным образом обломочный. Следует отметить, что в плейстоцене на континенте также меняется характер карбонатонакопления. Можно указать также, что в морских осадках, так же как и на континенте, фиксируется постепенный характер изменений окружающей среды. Поэтому, в разрезах встречаются пачки отложений (например, 9 в скв. 379А), которые имеют переходные черты и отличаются как от межледниковых, так и от ледниковых отложений. В то же время она отлична и от более древних плиоценовых отложений. В возрастном отношении указанную пачку, возможно, можно коррелировать с кромером.

Как отмечалось выше, особенности распределения элементов в голоцене во многом сходны с межледниковыми и отдельными плиоценовыми пачками. Это позволяет, с одной стороны, использовать голоцен и карангатские отложения (рисс-вюрмские, межледниковые) как модели, поскольку они более хорошо изучены. С другой — они подтверждают сделанный ранее вывод на основе изучения континентальных отложений, что современные черты литогенеза начали закладываться еще в плиоцене. Несмотря на такие геологические явления, как континентальные оледенения, они в общем сохранились и на фоне гидроклиматических колебаний.

Имеющийся материал позволяет по комплексу литологических, геохимических и палеонтологических данных выделить более уверенно два межледниковья в плейстоцене: миндель-рисское и рисс-вюрмское. Менее выражены какие-то климатические изменения внутри рисского оледенения. Анализ особенностей распределения органического вещества по разрезу говорит, вероятно, также и о более сложном характере осцилляций климата в плейстоцене. Однако их детальное изучение не входило в задачи авторов и требует анализа широкого комплекса геологических и лито-геохимических данных, так как распределение органического вещества, кроме климатических факторов, зависит от экологических, гидродинамических особенностей захоронения, окислительно-восстановительных условий, скоростей осадконакопления и т.д.

Так же, как и на континенте межледниковые периоды были идентичными по условиям литогенеза. В морских осадках обращает на себя внимание более выраженный характер осцилляций в распределении карбонатов и органического вещества в верхнем плейстоцене. В более древних отложениях, в том числе и в пограничных с плиоценом, отмечается своеобразное ритмичное распределение карбонатов и органического вещества. В этом отношении морские илы этого периода напоминают ритмичные континентальные озерные гиттии, особенно широко распространенные в миндель-рисское время. По-видимому, специфика климата плиоцен-плейстоцена оказывала такое сильное воздействие на процессы литогенеза, что они имеют сходные черты и коррелируют в таких разных средах, как морские и континентальные отложения.

Рисс-вюрмские и миндель-рисские межледниковья отличаются также по содержанию ряда макро- и микроэлементов в осадках. В частности, в рисс-вюрмских осадках в скв. 379А отмечаются наибольшие концентрации Mn, Na, Pb, а в миндель-рисских отложениях — больше Fe, Mn, K, Cu, Zn, Co, Rb. В этом находит отражение более теплый климат и большая продолжительность миндель-рисского периода, некоторые различия в палеосолонности, в петрографическом составе питающих провинций, формах нахождения и миграционной способности элементов в реках

и морской воде. Геохимически наиболее подвижная группа элементов на всех этапах мио-плейстоцена максимально концентрировалась в пелагических гидродинамически затишных (так называемых, халистазах) областях.

Из макрокомпонентов $C_{орг}$ и $SiO_{2ам}$ наиболее четко реагируют на изменение климатических условий. Их содержания относительно повышены в межледниковых и понижены в ледниковых пачках. Например, в межледниковые периоды содержание $C_{орг}$ увеличивается в 2—3 раза. Та же особенность характерна для групп геохимически подвижных элементов. Причина коренится в тесной связи этих элементов с количеством продуктов выветривания, поставляемых с водосбора, переводом элементов в подвижные формы в результате биогипергенных процессов. Эти процессы наиболее активны в теплые этапы осадконакопления. Отмечаются высокие корреляционные связи $C_{орг}$ с Cu, Zn, а также с Se, Mo, As. Во время ледниковых периодов в осадках Черного моря возрастают содержания малоподвижных в зоне гипергенеза элементов.

На распределение микроэлементов в осадках оказывает большое влияние такие компоненты, как $C_{орг}$, $SiO_{2ам}$, $CaCO_3$, Ca, Na, а также неоднородность петрографического и гранулометрического составов.

Анализ корреляционных связей элементов в вюрмских ледниковых и рисс-вюрмских межледниковых отложениях, взятых как модели, показало следующие различия.

В ледниковый период есть корреляционная связь между железом и марганцем, в межледниковья она слабеет. В ледниковый период отмечаются более сильные связи марганца с Cu, Zn, а в межледниковый период у марганца отмечаются более слабые корреляционные связи с Ti, Cu, Ni, Cr. В ледниковый период железо имеет высокую корреляционную связь только с Cu, а также с Mn. В межледниковье она усиливается с более широким кругом элементов: Ti, Cu, Ni, Zn, Cr. Как отмечалось выше, в межледниковья отмечается высокая корреляционная связь между $C_{орг}$ и Cu и Zn. В ледниковый период связи металлов с органическим веществом слабеют, однако в этот период отмечается корреляционная связь Ti, Cr, Ni с карбонатами. В межледниковый период появляется корреляционная связь Cu с карбонатами, усиливается связь Cr и Ni, но слабеет связь карбонатов с Ti. Отмечается обратная корреляционная связь Na со многими элементами как в ледниковые, так и в межледниковых отложениях. Калий образует с большинством рассмотренных элементов незначительные положительные корреляционные связи. Обращает внимание повышение содержания В в отдельных прослоях межледниковых отложений, обусловленные периодичным повышением солонности вод (приток срединноморских вод).

Диagenетическое преобразование осадочного материала протекало не с одинаковой силой в изученных скважинах. Оно в значительной степени отражает условия осадконакопления, и именно климат, скорость осадконакопления, особенности накопления органического вещества и др. Более слабое оно в скв. 379А, где встречены диагенетические сульфиды и небольшие количества хемогенно-диагенетических кальцита, доломита и (очень редко) арагонита. Сильнее всего диагенетические процессы проявились в скв. 380, 380А и 381, причем особенно в нижней части разреза, сложенной неогеновыми осадками. Этому благоприятствовали прежде всего аномально высокая минерализация иловых вод и обогащение осадков органическим веществом. С диагенетическими процессами, помимо больших количеств сульфидов, связано образование

большой части кальцита, доломита. С ними полностью связано и образование арагонита, 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 элементов (Ni, Co, Mo, частично, Zn и др.). Их повышенные концентрации отмечены в ряде прослоев, обогащенных органическим веществом.

Диagenетическое 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 и Se (?).

Осадконакопление в межледниковья, как и в голоцене, частично, видимо, протекало в условиях сероводородного заражения глубинной толщи вод (если и не все время, во всяком случае, в периоды образования прослоев с повышенными содержаниями органического вещества). Необходимым условием для возникновения застойной толщи вод в Черном море является приток соленых средиземноморских вод, что фиксируется на кривой солёности иловых вод в скв. 379А, особенностям распределения бора во всех скважинах, а также устанавливается по составу моллюсков в отложениях прибрежных террас [54, 87]. Судя по всему, средиземноморские воды поступали не только в собственно межледниковые, но и в течение некоторых ледниковых эпох, характеризовавшихся переменным климатом [91, 92]. Это следует из состава отложений (наличие прослоев с повышенным содержанием $C_{орг}$), а также из радиоуглеродных датировок отложений прибрежных террас со средиземноморской фауной. В ряде террас встречены моллюски возрастом от 30,8—36,9 тыс. лет тому назад [69] и древнее. На распространение средиземноморских вод оказывали влияние не только климатические изменения и колебания уровня Мирового океана, но и региональные тектонические факторы.

Как следует из сопоставления современного и древнечерноморского осадконакопления с ранне- и средненовозвксинским, проходившем в нормально азрируемом бассейне, в условиях сероводородного заражения глубинных вод лучше фоссилизуется в осадках ОВ, 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 позднем кайнозое играли колебания уровня моря. В межледниковья уровень моря был близок 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 в ледниковые эпохи. В условиях понижения 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 (Al, Ti, Zr, Sn, Cr и др.).

Проведенные исследования позволили оценить роль отдельных геохимических индикаторов для расчленения осадков и характеристики древних условий осадконакопления. В частности, для определения источника сноса оказалось возможным использовать такие элементы, как Fe, Ti, Cr, V, Ni, Co, Sc. Изменения климата характеризуются колебаниями содержаний $C_{орг}$, $SiO_{2ам}$ и целого ряда подвижных элементов. Индикаторами палеосолёности является прежде всего бор, сера, состав поровых вод и др.

Для оценки окислительно-восстановительных условий оказалось возможным использовать содержание и, прежде всего, отношения таких элементов, как Co, Ni, Cr, V, Mo и другие, коэффициент стагнации, предложенный Е.М. Емельяновым.

Выполненные исследования дали возможность получить численные величины, характеризующие процессы в данном водоеме и физико-географической зоне. Вместе с тем более глубокий анализ диagenетических процессов, возможно, позволит уточнить величины этих параметров и более точно характеризовать обстановку первичного осадконакопления.

В работе не ставилась цель изучать проблемы рудогенеза, однако приведенный фактический материал включает в себе ценную информацию для изучения вопросов металлоносности сапропелей и черных сланцев, раскрывает некоторые аспекты формирования марганцевых месторождений, а также позволяет наметить геохимические показатели, которыми сопровождаются начальные стадии нефтеобразования.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Алекин О.А.* Химия океана. Л.: Гидрометеоиздат, 1966. 248 с.
2. *Архангельский А.Д., Страхов Н.М.* Геологическое строение и история развития Черного моря. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1938. 310 с.
3. *Бабинец А.Е., Митропольский А.Ю., Ольштынский С.П.* Гидрогеологические и геохимические особенности глубоководных отложений Черного моря. Киев: Наукова думка, 1973. 160 с.
4. *Балашов Ю.А., Лисицын А.П.* Миграция редкоземельных элементов в океане. — В кн.: Океанологические исследования. М.: Наука, 1968, № 18, с. 213—281.
5. *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, с. 60—156.
6. *Бойко Т.Ф.* Литий, рубидий, цезий. — В кн.: Металлы в осадочных толщах. М.: Наука, 1964, с. 392—421.
7. *Борисенко Л.Ф.* Скандий. — В кн.: Геохимия редких элементов, т. 1. М., 1964, с. 162—192.
8. *Бутузова Г.Ю.* К минералогии и геохимии сульфидов железа в осадках Черного моря. — Литол. и полезн. ископ., 1969, № 4, с. 3—16.
9. *Бутузова Г.Ю.* Карбонаты в донных отложениях Черного моря. — Литол. и полезн. ископ., 1971, № 3, с. 18—26.
10. *Бутузова Г.Ю.* К минералогии осадков Черного моря. — Литол. и полезн. ископ., 1971, № 4, с. 46—54.
11. *Варенцов И.М., Блажчишин А.И.* Железо-марганцевые конкреции. — В кн.: Геология Балтийского моря. Вильнюс: Мокслас, 1976, с. 307—348.
12. *Вернер Э.* Геохимический анализ фаций. 1976, с. 5—127.
13. *Виноградов А.П.* Геохимия рассеянных элементов морской воды. — Успехи химии, 1944, т. 13, вып. 1, с. 176.
14. *Виноградов А.П.* Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — Геохимия, 1962, № 7, с. 555.
15. *Виноградов А.П.* Введение в геохимию океана. М.: Наука, 1967. 213 с.
16. *Виталь Д.А.* Карбонатные конкреции в мезокайнозойских отложениях Русской платформы. — В кн.: К познанию диагенеза осадков. М.: Изд-во АН СССР, 1959, с. 196—237.
17. *Волков И.И.* Закономерности образования и химический состав конкреций сульфидов железа в отложениях Черного моря. — Тр. ИОАН СССР, 1964, т. 67, с. 101—134.
18. *Волков И.И.* Основные закономерности распределения химических элементов в толще глубоководных осадков Черного моря. — Литол. и полезн. ископ., 1973, № 2, с. 3—22.
19. *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. (Ред. А.В. Пейве). М.: Наука, 1975, с. 85—113.
20. *Волков И.И., Соколова Е.Г.* Геохимия селена в осадках Черного моря. — Литол. и полезн. ископ., 1976, № 1, с. 38—56.
21. *Волков И.И., Соколова Е.Г., Тухомирова А.А., Пилипчук М.Ф.* Молибден в воде Атлантического океана и Средиземного моря. — Геохимия 1973, № 3, с. 395—403.
22. *Волков И.И., Фомина Л.С.* Рассеянные элементы в сапропелевых илах Черного моря и их взаимосвязь с органическим веществом. — Литол. и полезн. ископ., 1971, № 6, с. 3—15.
23. *Глаголева М.А.* Формы миграции элементов в речных водах. — Сб.: К познанию диагенеза осадков. М.: Изд-во АН СССР, 1959, с. 5—28.
24. *Глаголева М.А.* К геохимии осадков Черного моря. — В кн.: Современные осадки морей и океанов (ред. Н.М. Страхов, П.Л. Безруков, В.С. Яблоков). М.: Изд-во АН СССР, 1961, с. 448—476.
25. *Гурский Ю.Н.* Геохимическое поведение бора, йода и брома в современных морских отложениях. — Тезисы докл., ч. II, Межд. геохим. конгресс. М.: 1971, с. 817—818.
26. *Дегенс Э.Т.* Геохимия осадочных образований. М.: Мир, 1967, с. 232—299.
27. *Дегенс Э.Т., Хант Д.М.* История черноморского бассейна за последние 25000 лет. — Тезисы докл., Межд. геохим. конгресс. М.: Наука, 1971, с. 813—814.
28. *Емельянов Е.М.* Fe, Mn и Ti в осадках Атлантического океана. — Литол. и полезн. ископ., 1975, № 3, с. 3—19.
29. *Емельянов Е.М.* Марганец в водах и осадках Атлантического океана. — IV Симпозиум JAGOD—1974: Проблемы рудообразования. Варна: 1977, III. с. 45—64.
30. *Емельянов Е.М.* Седиментогенез в бассейне Атлантического океана и черты его зональности. — Автореф. докт. дисс., М.: 1979. 37 с.
31. *Емельянов Е.М., Пилипчук М.Ф., Воловских Б.В., Хандрос Г.С., Шайдуров Ю.О.* Формы Fe и Mn в осадках на геохимическом профиле Балтийского моря. — Литол. и полезн. ископ., 1980, № 2, с. 85—99.
32. *Емельянов Е.М., Романкевич Е.А.* Геохимия Атлантического океана. Органическое вещество и фосфор. М.: Наука, 1979, 220 с.
33. *Емельянов Е.М., Тримонис Э.С., Шимкус К.М.* Железо, алюминий, титан и марганец во взвеси Черного моря. Геохимия, 1975, № 10, с. 1499—1515.
34. *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, с. 1375—1390.
35. *Емельянов Е.М., Тримонис Э.С., Шимкус К.М.* Геохимические исследования позднекайнозойских отложений. — В кн.: Геологическая история Черного моря по результатам глубоководного бурения. М.: Наука, 1980.
36. *Емельянов Е.М., Шимкус К.М.* Новые данные о глубоководных новозвксинских отложениях Черного моря — Океанология, 1963, т. 3, вып. 3, с. 489—501.
37. *Кейт М.Л., Дегенс Э.Т.* Геохимические индикаторы морских и пресноводных осадков. — Геохимические исследования, М.: 1961, с. 56—84.
38. *Коган Г.М.* Микроэлементарный сток Днепра и Южного Буга. — В кн.: Биологические проблемы океанографии южных морей. Киев.: Наукова думка, 1969.
39. *Коновалов Г.С.* Вынос микроэлементов главнейшими реками СССР. — ДАН СССР, 1959, т. 129, № 4, с. 912—915.
40. *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, с. 72—87.
41. *Крылов А.Я., Авдзейко Г.В., Аляпышева О.А., Емельянов Е.М., Шимкус К.М.* Абсолютный возраст терригенных минералов Черноморского бассейна. — В кн.: Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста. М.: Наука, 1973, с. 342—353.
42. *Крылов А.Я., Емельянов Е.М., Сипин Ю.И., Шимкус К.М., Цовбун Я.М.* Некоторые вопросы формирования терригенного материала глубоководных древнечерноморских и новозвксинских осадков Черного моря. — В кн.: Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста. М.: Наука, 1973, с. 330—342.
43. *Кузнецов Ю.В.* Радиохимические основы неравновесных методов датирования океанических осадков. — Автореф. дисс. на соиск. ученой степени д-ра хим. наук. Л., 1971, с. 1—32.
44. *Курильчикова Г.Е.* Ускоренный метод определения малых количеств фтора в горных породах. — Аналитическая химия, 1970, т. 25, вып. 3, с. 563—566.
45. *Куринов А.Д.* Инструментальный нейтронно-активационный анализ океанических осадков. — Автореф. дисс., М.: ИОАН СССР, 1975. 23 с.
46. *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, 555.
47. *Левитан М.А.* Биогенный кремнезем как источник вещества для образования кремней в осадках Тихого океана. — Автореф. канд. дисс. М., 1975. 23 с.
48. *Лисицын А.П.* Распределение и химический состав взвеси в водах Индийского океана. — Океанология (результаты МГГ), № 10. М.: Наука, 1964. 136 с.
49. *Лубченко И.Ю., Белова И.В.* Миграция элементов в речных водах. — Литол. и полезн. ископ., 1973, № 2, с. 23—29.
50. *Лукашев В.К.* Геохимические индикаторы процессов гипергенеза и осадкообразования. Минск: Наука и техника, 1972, 318 с.
51. *Лукашев В.К., Блажчишин А.И., Дербинский И.А.* Отражение условий солёности в составе современных осадков Балтийского моря на примере бора. — Изв. АН БССР. Сер. хим. наук, 1979, № 2, с. 93—96.
52. *Мейштас Э.А.* К методике количественного спектрального анализа некоторых микроэлементов в морских донных осадках (Ba, Be, Ge, Cr, Ni, Mo, Zr, V). — Океанология, 1970, т. 10, вып. 2, с. 374—382.
53. *Мокиевская В.В.* Марганец в воде Черного моря. — ДАН СССР, 1961, т. 137, № 6, с. 1445—1447.
54. *Муратов М.В.* Четвертичная история Черноморского бассейна в сравнении с историей Средиземного моря. — Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1960, 4. 35, № 5, с. 107—123.

55. *Остоумов Э.А.* Редкие земли в глубоководных отложениях Черного моря. — ДАН СССР, 1953, т. 91, № 5, с. 1175—1178.
56. *Пилипчук М.Ф.* Геохимия молибдена в Черном море. — Автореф. дисс. М.: МГУ, 1971, с. 32.
57. *Пилипчук М.Ф.* Новые данные о распределении мышьяка в воде Черного моря. — Геохимия, 1974, № 2, с. 309—313.
58. *Пилипчук М.Ф.* Геохимия мышьяка в Черном море. — В кн.: Гидрологические и геологические исследования Средиземного и Черного морей. М.: Наука, 1975, с. 305—319.
59. *Пилипчук М.Ф.* Молибден и мышьяк как индикаторы современного осадкообразования (на примере Черного моря). — В кн.: Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. М.: Наука, 1977, с. 208—215.
60. *Пилипчук М.Ф., Волков И.И.* Вольфрам в современных осадках Черного моря. — ДАН СССР, 1966, № 2, с. 167, 429—433.
61. *Пилипчук М.Ф., Волков И.И.* Распределение молибдена в современных осадках Черного моря. — ДАН СССР, 1966, т. 167, № 5, с. 1143—1146.
62. *Пилипчук М.Ф., Волков И.И.* Молибден в воде Черного и Азовского морей. — Геохимия, 1967, № 8, с. 977—985.
63. *Пилипчук М.Ф., Волков И.И.* Геохимия молибдена в Черном море. Литол. и полезн. ископ., 1968, № 4, с. 5—27.
64. *Пилипчук М.Ф., Севастьянов В.Ф.* Мышьяк в современных осадках Черного моря. — ДАН СССР, 1968, т. 179, № 3, с. 697—700.
65. *Полуэктков Н.С.* Методы анализа по фотометрии пламени. М., 1959, с. 140—141.
66. *Промарев А.И.* Методы химического анализа силикатных и карбонатных горных пород. М., 1961, с. 140—141.
67. *Ратеев М.А.* Закономерности размещения и генезис глинистых минералов в современных и древних морских бассейнах. — Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1964, вып. 112, с. 67—73.
68. *Ронов А.Б., Гурин Ю.П., Ермишкина А.И., Мигдисов А.А., Казаков Г.А., Марковникова М.Б.* Геохимия фтора в осадочном цикле. — Геохимия, 1974, № 11, с. 1587—1612.
69. *Семененко В.И., Ковалюк М.М.* Абсолютный возраст верхнечетвертичных отложений Азово-Черноморского бассейна по данным радиоуглеродного анализа. — Геол. журнал, 1973, т. 33, № 6.
70. *Скопинцев Б.А., Попова Т.П.* О накоплении марганца в водах сероводородных бассейнов на примере Черного моря. — Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1963, вып. 97.
71. *Соколов В.С., Соколова Е.Г.* Объемный метод определения карбонатов и углерода органических веществ в морских осадках. — В кн.: Химический анализ морских осадков. М.: Наука, 1975, с. 17—24.
72. *Соколова Е.Г., Пилипчук М.Ф.* Селен в современных осадках Черного моря. — ДАН СССР, 1970, т. 193, № 3, с. 692—695.
73. *Сорокин В.М.* О хомогенных карбонатах в осадках Черного моря. — Литол. и полезн. ископ., 1978, № 5, с. 87—89.
74. *Старик И.Е., Николаев Д.С., Кузнецов Ю.В., Лезин В.К.* Радиоактивность осадков Черного моря. — ДАН СССР, 1961, т. 139, № 6, с. 1456—1459.
75. *Старик И.Е., Николаев Д.С., Кузнецов Ю.В., Лезин В.К.* Соотношение радиоактивности осадков Азовского и Черного морей. — ДАН СССР, 1961, т. 139, № 2, с. 456—459.
76. *Страхов Н.М.* Осадкообразование в Черном море. — В кн.: Образование осадков в современных водоемах. М.: Изд-во АН СССР, 1954, с. 81—136.
77. *Страхов Н.М.* О некоторых новых чертах диагенеза черноморских отложений. — Литол. и полезн. ископ., 1963, № 1, с. 7—27.
78. *Страхов Н.М.* Геохимическая эволюция Черного моря в голоцене. — Литол. и полезн. ископ., 1971, № 3, с. 3—17.
79. *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, с. 3—31.
80. *Сугава К.* Некоторые микроэлементы в Мировом океане. — В кн.: Проблемы геохимии. М.: Наука, 1965, с. 635—647.
81. *Сухоруков Ф.В., Емельянов Е.М.* Бор в донных осадках северо-восточной части бассейна Атлантического океана. — ДАН СССР, 1969, т. 187, № 5, с. 1153—1156.
82. *Тримонис Э.С.* Современное осадкообразование в Черном море. — Автореф. канд. дисс. М.: 1972, 29 с.
83. *Тримонис Э.С.* Донные отложения и литологическое расчленение в скважинах 379, 380 и 381. — В кн.: Геологическая история Черного моря по результатам глубоководного бурения. М.: Наука, 1980.
84. *Тримонис Э.С.* Фации и осадочные формации Черного моря в позднем кайнозое. — В кн.: Геологическая история Черного моря по результатам глубоководного бурения. М.: Наука, 1980.
85. *Тримонис Э.С., Шимкус К.М.* Гранулометрический состав донных отложений. — В кн.: Геологическая история Черного моря по результатам глубоководного бурения. М.: Наука, 1980.
86. *Тримонис Э.С., Шимкус К.М.* Минеральный состав крупноалевритовых фракций. — В кн.: Геологическая история Черного моря по результатам глубоководного бурения. М.: Наука, 1980.
87. *Федоров П.В.* Стратиграфия четвертичных отложений Крымско-Кавказского побережья и некоторые вопросы геологической истории Черного моря. М.: Изд-во АН СССР, 1963, 159 с.
88. *Фомина Л.С., Волков И.И.* Редкоземельные элементы в осадках Черного моря. — Литол. и полезн. ископ., 1970, № 2, с. 148—160.
89. *Фридмен Д.М., Сендерс Д.И.* Генезис и распространение доломитов. — В кн.: Карбонатные породы. Генезис, распространение, классификация. М.: Мир, 1970, т. 1, с. 249—319.
90. *Хардер Г.* Геохимия бора. М.: Недра, 1965, 136 с.
91. *Шимкус К.М.* Осадкообразование в Средиземном море в позднечетвертичное время. — Автореф. канд. дисс. М., 1972, 25 с.
92. *Шимкус К.М., Гракова И.В.* Радиоуглеродное датирование осадков Средиземного моря и некоторые вопросы палеогеографии и осадкообразования. — В кн.: Радиоуглеродные методы исследования в гидрогеологии. (Материалы республиканской конференции). Киев, 1975, с. 39—41.
93. *Шимкус К.М., Жигунов А.С., Тримонис Э.С.* Петрографическая характеристика пород со скважин 380А и 381. — В кн.: Геологическая история Черного моря по результатам глубоководного бурения. М.: Наука, 1980.
94. *Шимкус К.М., Емельянов Е.М.* Некоторые черты палеогеографии и глубоководного осадкообразования в Черном море в позднечетвертичное время. — Балтика, 1974, № 5, с. 251—263.
95. *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, с. 138—163.
96. *Шимкус К.М., Емельянов Е.М., Тримонис Э.С.* Стратиграфия глубоководных осадков Черного моря и скорости седиментации. — Информ. бюлл. СЭВ, 1975, № 3, с. 158—168.
97. *Шимкус К.М., Мухина В.В., Тримонис Э.С.* О роли диатомей в позднечетвертичном осадкообразовании Черного моря. — Океанология, 1973, т. 13, вып. 6, с. 1066—1071.
98. *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, с. 1087—1089.
99. *Шишкина О.В.* Метаморфизация химического состава иловых вод Черного моря. — В кн.: К познанию диагенеза осадков. М.: Изд-во АН СССР, 1959, с. 20—50.
100. *Шишкина О.В.* Фтор в иловых водах и осадках океана. — Геохимия, 1966, № 2, с. 236—243.
101. *Шишкина О.В.* Геохимия морских и океанических иловых вод. М.: Наука, 1972, с. 1—228.
102. *Шняков Е.Ф., Кутный В.А., Усенко В.П.* Литолого-геохимические условия формирования донных отложений. Киев, 1979, с. 17—26.
103. *Шуменко С.И., Тримонис Э.С.* Цеолиты в отложениях Черного моря по материалам бурения "Гломар Челленджер". — Тезисы Всесоюз. семинара "Гелогия, генезис и использование природных цеолитов". Звенигород, 1978, 85 с.
104. *Шуменко С.И., Тримонис Э.С.* Цеолиты в отложениях Черного моря. — В кн.: Геологическая история Черного моря по результатам глубоководного бурения. М.: Наука, 1980.
105. *Benson R.H.* Preliminary examination of the ostracodes of DSDP Leg 42B. — In: *Ross D.A., Nephrochnov Yu.P.*, et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 42, pt 2. Washington (U.S. Government Printing Office), 1978, p. 1039—1040.
106. *Berner R.A.* Dolomitization of the mid-Pacific atolls. — Science, 1965, vol. 147, p. 1297—1299.
107. *Brewer R.G., Spencer W.* Distribution of some elements in Black sea and their flux between dissolved and particulate phases. — In: The Black Sea — Geology, Chemistry and Biology. (Eds. E.T. Degens, D.A. Ross). — (Mem. Am.

- Assoc. Petrol. Geol., vol. 20, Tulsa, Okl., 1974, p. 137-143.
108. *Calvert S.E., Batchelor C.H.* Major and minor element geochemistry of sediments from Hole 379A, Leg 42B, Deep Sea Drilling Project. — In: *Ross D.A., Neprochnov Yu.P.* et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 42, pt 2. Washington (U.S. Government Printing Office), 1978, p. 527-542.
109. *Carpenter R.* Factors controlling the marine geochemistry of fluorine. — *Geochim. et Cosmochim. Acta*, vol. 33, No 10, p. 1153-1168.
110. *Degens E.T.* Sedimentological history of the Black Sea over the last 25000 years. — In: *Geology and History of Turkey*, 1971, p. 407-429.
111. *Emelyanov E.M., Lisitsin A.P., Shimkus K.M.* et al. Geochemistry of Late Cenozoic sediments of the Black Sea, Leg 42B. — In: *Ross D.A., Neprochnov Yu.P.* et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 42, pt 2. Washington (U.S. Government Printing Office), 1978, p. 543-606.
112. *Gheorghian M.* Micropaleontological investigations of sediments from Sites 379, 380 and 381 of Leg 42B. — In: *Ross D.A., Neprochnov Yu.P.* et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 42, pt 2. Washington (U.S. Government Printing Office), 1978, p. 783-788.
113. *Goldschmidt V.M.* Geochemistry. Oxford Univ. Press, 1954, 731 p.
114. *Hailwood E.A., Hamilton N.* Quaternary geomagnetic secular variation and polarity reversal record at DSDP Sites 379 and 380 Black Sea. — In: *Ross D.A., Neprochnov Yu.P.* et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 42, pt 2. Washington (U.S. Government Printing Office), 1978, p. 1069-1076.
115. *Hirst D.M.* Geochemistry of sediments from eleven Black Sea cores. — In: *The Black Sea — Geology, Chemistry and Biology*. (Eds. E.T. Degens, D.A. Ross). — *Mem. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, vol. 20, Tulsa, Okl., 1974, p. 430-455.
116. *Hsu K.J.* Stratigraphy of the lacustrine sedimentation in the Black Sea. — In: *Ross D.A., Neprochnov Yu.P.* et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 42, pt 2. Washington (U.S. Government Printing Office), 1978, p. 509-524.
117. *Huc A.Y., Durand B., Monin A.S.* Humic compounds and kerogens in cores from Black Sea sediments, Leg 42B — Holes 379A,B and 380A. — In: *Ross D.A., Neprochnov Yu.P.* et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 42, pt 2. Washington (U.S. Government Printing Office), 1978, p. 737-748.
118. *Jouse A.P., Mukhina V.V.* Diatom units and the paleogeography of the Black Sea in the Late Cenozoic (DSDP, Leg 42B). — In: *Ross D.A., Neprochnov Yu.P.* et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 42, pt 2. Washington (U.S. Government Printing Office), 1978, p. 903-950.
119. *Keith M.L., Degens E.T.* Geochemical indicators of marine and fresh-water sediments. — In: *Researches in Geochemistry* (ed. P.H. Abelson). New York, 1959, p. 38-61.
120. *Koreneva E.V., Kartashova G.G.* Palynological study of samples from Holes 379A, 380A, Leg 42B. — In: *Ross D.A., Neprochnov Yu.P.* et al., 1978. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 42, pt 2. Washington (U.S. Government Printing Office), 1978, p. 951-992.
121. *Krylov A.Ya., Trimonis E.S.* The age of terrigenous minerals of the Black Sea sediments. — In: *Ross D.A., Neprochnov Yu.P.* et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 42, pt 2. Washington (U.S. Government Printing Office), 1978, p. 653-657.
122. *Muratov M.V., Neprochnov Yu.P., Ross D.A., Trimonis E.S.* Basic features of the Black Sea Late Cenozoic history based on the results of Deep Sea Drilling, Leg 42B. — In: *Ross D.A., Neprochnov Yu.P.* et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 42, pt 2. Washington (U.S. Government Printing Office), 1978, p. 1141-1147.
123. *Müller G., Stoffers P.* Mineralogy and petrology of Black Sea basin sediments. — In: *The Black Sea — Geology, Chemistry and Biology*. (Eds. E.T. Degens, D.A. Ross). — *Mem. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, vol. 20, Tulsa, Okl., 1974, p. 200-248.
124. *Olteanu R.* Ostracoda from DSDP Leg 42B. — In: *Ross D.A., Neprochnov Yu.P.* et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 42, pt 2. Washington (U.S. Government Printing Office), 1978, p. 1017-1038.
125. *Percival S.F.* Indigenous and reworked coccoliths from the Black Sea. — In: *Ross D.A., Neprochnov Yu.P.* et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 42, pt 2. Washington (U.S. Government Printing Office), 1978, p. 773-782.
126. *Pilipchuk M.F., Volkov I.I.* Behavior of molybdenum in process of sediment formation and diagenesis in Black Sea. — In: *The Black Sea — Geology, Chemistry, and Biology*. (Eds. E.T. Degens, D.A. Ross). — *Mem. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, vol. 20, Tulsa, Okl., 1974, p. 542-553.
127. *Rankama K., Sahama Th.* Geochemistry. Chicago, 1950, 912 p.
128. *Ross D.A.* Summary of results of Black Sea drilling. — In: *Ross D.A., Neprochnov Yu.P.* et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 42, pt 2. Washington (U.S. Government Printing Office), 1978, p. 1149-1178.
129. *Ross D.A., Degens E.T.* Recent sediments of Black Sea. — In: *The Black Sea — Geology, Chemistry and Biology*. (Eds. E.T. Degens, D.A. Ross). — *Mem. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, vol. 20, Tulsa, Okl., 1974, p. 183-199.
130. *Ross D.A., Degens E.T., Mac Ivaline.* Black Sea. Recent sedimentary history. — *Science*, 1970, vol. 170, No 3954, p. 163-165.
131. *Ross D.A., Neprochnov Yu.P.* et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 42, pt 2. Washington (U.S. Government Printing Office), 1978, p. 1244.
132. *Rozanov A.G., Volkov I.I., Yagodinskaya T.A.* Forms of iron in surface layer of Black Sea sediments. — In: *The Black Sea — Geology, Chemistry and Biology*. (Eds. E.T. Degens, D.A. Ross). — *Mem. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, vol. 20, Tulsa, Okl., 1974, p. 532-541.
133. *Schrader H.-J.* Quaternary through Neogene history of the Black Sea, deduced from the paleoecology of diatoms, silicoflagellates, ebridians and chrysomonads. — In: *Ross D.A., Neprochnov Yu.P.* et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 42, pt 2. Washington (U.S. Government Printing Office), 1978, p. 789-902.
134. *Shimkus K.M., Trimonis E.S.* Modern sedimentation in Black Sea. — In: *The Black Sea — Geology, Chemistry and Biology*. (Eds. E.T. Degens, D.A. Ross). — *Mem. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, vol. 20, Tulsa, Okl., 1974, p. 249-278.
135. *Shimp N.F., Witters G., Potter P., Schleicher G.O.* Distributing marine and fresh-water muds. — *J. Geol.*, 1969, vol. 77, No 5, p. 566-580.
136. *Spencer D.W., Brewer P.G., Sachs P.L.* Aspects by the distribution and composition of suspended matter in Black Sea. — *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1972, vol. 36, No 1, p. 71-86.
137. *Stoffers P., Degens E.T., Trimonis E.S.* Stratigraphy and suggested ages of Black Sea sediments cored during Leg 42B. — In: *Ross D.A., Neprochnov Yu.P.* et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 42, pt 2. Washington (U.S. Government Printing Office), 1978, p. 483-488.
138. *Stoffers P., Müller G.* Mineralogy and lithofacies of Black Sea sediments, Leg 42B Deep Sea Drilling Project. — In: *Ross D.A., Neprochnov Yu.P.* et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 42, pt 2. Washington (U.S. Government Printing Office), 1978, p. 373-412.
139. *Stubican V., Roy R.* Boron substitution in synthetic micas and clays. — *Am. Min.*, 1962, No 47.
140. *Suess E.* Mineral phases formed in anoxic sediments by microbial decomposition of organic matter. — *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1979, vol. 43, No 3, p. 339-352.
141. *Traverse A.* Palynological analysis of DSDP Leg 42B (1975) cores from the Black Sea. — In: *Ross D.A., Neprochnov Yu.P.* et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 42, pt 2. Washington (U.S. Government Printing Office), 1978, p. 993-1016.
142. *Trimonis E.S.* Some characteristics of carbonate sedimentation in Black Sea. — In: *The Black Sea — Geology, Chemistry and Biology*. (Eds. E.T. Degens, D.A. Ross). — *Mem. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, vol. 20, Tulsa, Okl., 1974, p. 219-295.
143. *Trimonis E.S., Gorbunova Z.N., Kozhevnikov A.S., Serova V.V., Shevchenko A.Ya.* X-ray mineralogy studies, Leg 42B. — In: *Ross D.A., Neprochnov Yu.P.* et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 42, pt 2. Washington (U.S. Government Printing Office), 1978, p. 451-468.
144. *Trimonis E.S., Shimkus K.M.* Grain-size of the Black Sea sediments, DSDP Leg 42B. — In: *Ross D.A., Neprochnov Yu.P.* et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 42, pt 2. Washington (U.S. Government Printing Office), 1978, p. 427-450.
145. *Van der Hammen T., Wimijstra T.A., Zagwijn W.H.* The floral record of the Late Cenozoic of Europe. — In: *The Late Cenozoic Glacial Ages*. New Haven (Yale Univ. Press), 1971, p. 391-426.
146. *Volkov I.I., Fomina L.S.* Influence of organic material and processes of sulphide formation on distribution of some trace elements in deep-water sediments of Black Sea. — In: *The Black Sea — Geology, Chemistry and Biology*. (Eds. E.T. Degens, D.A. Ross). — *Mem. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 20, Tulsa, Okl., 1974, p. 456-476.
147. *Walker C.T., Price N.P.* Departure curves for computing paleosalinities from boron in illites and shales. — *Bull. Ass. Petrol. Geol.*, 1963, vol. 47, p. 833.

Приложение 1

Химический состав донных осадков Черного моря скв. 379А (рейс 425 "Гломар Челленджер")

Глубина скважины, м	Колонка	Секция	Горизонт, см	%				
				CaCO ₃	C _{орг}	SiO _{2ам}	Fe	Mn
1	2	3	4	5	6	7	8	9
0,46	1	1	46-48	29,27	0,60	-	4,39	0,09
2,20	1	2	70-78	12,76	0,60	-	4,50	0,07
5,65	1	4	115-125	23,51	0,96	1,98	4,46	0,07
29,30	4	3	30-40	15,26	0,63	-	4,30	0,07
30,65	4	4	15-17	20,01	0,69	-	4,45	0,09
32,10	4	5	10-20	18,01	0,60	-	4,65	0,11
33,25	4	5	125	-	-	-	-	-
33,39	4	5	129	-	-	-	-	-
45,40	6	1	40-42	14,26	0,72	-	4,38	0,10
46,82	6	2	32-38	11,76	0,78	2,24	5,04	0,09
49,50	6	4	0-2	14,26	0,69	-	4,45	0,10
51,36	6	5	36-46	9,01	0,36	-	4,06	0,07
54,50	6	CC	-	-	-	-	-	-
56,20	7	2	20-30	22,76	0,84	2,13	4,80	0,10
57,50	7	3	0-10	15,51	0,63	-	4,35	0,09
60,52	7	5	2-10	13,51	0,69	-	4,35	0,09
Среднее				16,91	0,68	2,12	4,48	0,09
64,09	8	1	9-11	11,76	0,69	-	3,75	0,09
67,22	8	3	22-24	-	-	-	-	-
68,54	8	4	4-16	16,51	0,84	2,02	4,28	0,10
74,50	9	1	100-102	13,26	0,78	-	4,27	0,09
77,50	9	3	100-108	9,51	1,44	-	4,95	0,11
80,00	9	5	50-58	9,76	2,76	4,00	4,19	0,12
84,20	10	1	120-130	10,31	0,96	-	4,04	0,09
86,85	10	3	85-93	10,00	0,39	-	3,09	0,07
88,82	10	4	132-140	9,00	0,81	-	3,92	0,08
90,63	10	6	13-20	13,01	0,87	2,53	3,84	0,07
94,55	11	2	55-64	12,01	0,90	-	4,60	0,09
95,73	11	3	23-25	9,51	0,57	-	3,78	0,06
98,35	11	4	135-143	12,76	0,66	-	4,08	0,08
98,68	11	5	18	14,51	0,57	-	4,11	0,34
98,74	11	5	24-25	27,02	0,84	-	4,73	0,10
98,87	11	5	37-38	26,02	0,78	-	4,29	0,09
999,03	11	5	53-55	16,76	1,68	1,78	4,00	0,09
Среднее				13,87	0,97	2,58	4,12	0,10
102,37	12	1	37-44	17,26	0,48	-	4,68	0,09
105,63	12	3	63-72	11,01	0,66	1,78	4,45	0,06
106,20	12	3	120-130	18,01	0,60	-	4,55	0,10
112,70	13	1	120-128	18,76	0,33	-	4,68	0,10
114,71	13	3	21-33	14,76	0,54	-	4,68	0,09
117,51	13	5	1-7	15,26	0,57	4,38	4,38	0,08
121,10	14	1	10-18	16,01	0,48	-	4,55	0,09
125,50	14	4	0-10	20,26	0,54	-	4,55	0,09
128,52	14	6	2-4	18,51	0,51	-	4,40	0,09
132,55	15	2	55-65	12,01	0,51	-	4,18	0,07

%					10 ⁻⁴ %				
Ti	P	K	Na	Cu	Zn	Ni	Co	Cr	
10	11	12	13	14	15	16	17	18	
0,46	0,08	1,40	1,29	45	82	140	19	163	
0,49	0,06	1,92	1,06	49	77	156	20	156	
0,46	0,07	1,61	1,46	48	85	180	-	208	
0,45	0,07	1,86	0,88	46	87	135	14	196	
0,47	-	1,61	0,92	51	94	180	18	194	
0,48	-	1,61	0,92	51	90	180	-	194	
-	0,07	-	-	-	-	-	-	-	
-	0,07	-	-	-	-	-	-	-	
0,44	-	1,64	0,97	53	91	164	-	152	
0,45	0,07	1,85	0,98	54	85	130	-	133	
0,40	-	1,71	0,99	52	94	120	-	152	
0,41	0,08	1,52	1,74	39	70	80	30	79	
-	0,09	-	-	-	-	-	-	-	
0,46	0,08	1,74	0,85	59	96	140	32	174	
0,45	-	1,64	0,96	51	91	164	-	166	
0,46	-	1,22	0,92	50	95	156	-	166	
0,45	0,07	1,64	1,07	50	87	148	21	164	
0,38	0,08	2,02	1,39	57	86	83	32	107	
-	0,07	-	-	-	-	-	-	-	
0,46	0,07	1,90	0,17	46	80	142	40	140	
0,44	-	1,88	1,26	49	87	165	-	123	
0,46	0,07	1,66	1,34	61	94	100	32	94	
0,37	0,07	1,76	1,08	80	134	114	-	144	
0,42	0,07	1,79	1,49	48	78	100	43	83	
0,33	0,07	1,54	1,91	40	79	59	-	51	
0,44	-	2,06	1,68	40	78	92	-	108	
0,35	-	1,58	1,37	49	77	84	-	88	
0,44	0,07	1,44	1,41	55	90	84	35	79	
0,43	-	1,00	1,32	36	79	87	15	104	
0,42	-	1,89	1,22	53	92	122	-	135	
0,48	0,09	1,66	1,60	60	93	147	-	141	
0,44	-	1,72	0,79	83	92	150	50	168	
0,39	0,08	1,50	0,97	53	83	168	-	157	
0,38	0,08	1,58	1,36	53	83	117	41	107	
0,41	0,07	1,69	1,27	54	88	113	36	114	
0,45	-	1,99	0,91	54	94	152	-	197	
0,44	0,08	2,28	0,76	45	91	110	48	122	
0,46	0,07	1,79	0,74	46	83	175	40	168	
0,44	0,07	1,55	0,94	54	82	175	-	172	
0,42	0,09	1,66	0,92	56	90	167	-	161	
0,46	0,07	1,86	0,90	49	87	165	45	153	
0,44	0,06	1,76	1,06	50	90	157	21	144	
0,46	0,07	1,66	0,78	46	84	170	45	164	
0,45	0,08	1,62	0,94	49	90	150	-	144	
0,43	0,07	1,65	1,31	39	84	108	40	97	

Приложение 1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9
133,95	15	3	45-58	14,01	0,45	-	4,60	0,09
136,52	15	5	2-12	13,76	0,51	-	4,68	0,09
140,30	16	1	30-38	5,25	0,42	-	2,77	0,04
143,17	16	3	17-27	12,51	0,84	1,65	3,95	0,09
144,67	16	4	17-19	5,26	0,54	-	4,86	0,04
149,75	17	1	25-35	9,01	0,84	-	4,20	0,10
161,78	18	2	128-130	15,01	2,04	3,09	4,78	0,13
168,50	18	CC	-	-	-	3,09	-	-
170,76	19	2	76-78	17,01	0,54	-	4,68	0,11
170,80	19	2	80-82	14,51	0,48	-	4,00	0,08
171,28	19	2	128-130	-	-	-	-	-
172,32	19	3	82-98	13,51	0,54	-	4,30	0,15
173,57	19	4	57-59	3,25	0,72	3,62	5,46	0,05
173,66	19	4	66-68	11,01	0,51	-	4,76	0,11
175,70	19	5	120-132	10,51	0,63	-	4,85	0,09
177,32	19	6	132-134	-	-	-	-	-
181,23	20	3	23-25	-	-	-	-	-
189,20	21	2	20-29	19,01	0,51	-	4,90	0,12
192,00	21	4	0-10	9,01	0,57	-	4,55	0,04
195,00	21	6	0-10	4,50	0,87	2,80	5,11	0,04
198,50	22	2	0-10	15,26	0,45	-	3,95	0,06
201,97	22	4	47-55	17,76	0,60	-	5,02	0,10
204,50	22	6	0-10	22,76	0,48	-	4,00	0,09
208,00	23	2	0-11	13,76	0,57	-	4,20	0,08
209,50	23	2	150-152	2,27	0,39	-	-	-
214,00	23	6	0-17	18,76	0,51	-	3,80	0,08
217,50	24	2	0-18	18,01	0,63	1,97	4,66	0,11
221,83	24	4	133-135	15,26	0,69	-	-	-
Среднее				13,61	0,60	2,57	4,47	0,08
224,12	24	6	62-74	12,01	1,44	9,25	4,50	0,10
225,58	25	1	8-9	5,99	1,77	-	-	0,13
226,90	25	1	140-141	12,01	2,49	-	4,74	0,12
228,92	25	3	42-44	11,26	4,50	-	4,43	0,08
229,96	25	3	146-148	7,00	1,14	-	-	-
232,45	25	5	95-106	-	-	-	-	-
234,79	25	7	29-31	19,01	0,72	-	5,10	0,10
236,63	26	2	13-15	0,50	0,63	-	5,55	0,03
239,50	26	4	0-12	7,76	0,63	2,10	4,70	0,04
251,97	27	5	147-149	23,26	0,42	-	3,96	0,10
256,32	28	2	82-83	15,76	0,54	-	4,95	0,09
262,20	28	6	70-72	18,26	0,60	-	-	-
262,24	28	6	74-76	17,51	0,33	-	-	-
262,28	28	6	78-80	15,61	0,30	-	-	-
262,38	28	6	88-90	21,76	0,69	-	-	-
264,39	29	1	89-91	-	-	-	-	-
266,50	29	3	0,14	20,26	0,57	-	4,60	0,11
269,54	29	5	4-6	1,00	6,00	-	5,30	0,08
270,48	29	5	98-107	27,52	0,39	-	3,75	0,08
270,57	29	5	107-112	73,80	0,54	-	1,50	0,12
Среднее				17,19	1,32	5,67	4,42	0,09
283,70	31	1	120-122	7,25	0,45	-	4,93	0,04
286,56	31	3	106-108	15,26	0,51	2,22	4,44	0,08

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
0,43	0,08	1,33	0,94	50	100	157	-	153	
0,42	0,09	1,76	1,09	49	90	136	-	115	
0,31	0,06	1,62	0,80	36	63	95	-	78	
0,38	0,07	1,41	0,72	40	66	142	35	128	
0,37	0,07	2,00	0,70	47	107	162	-	150	
0,44	0,09	1,80	0,37	61	102	132	45	115	
0,45	0,08	1,62	0,94	79	102	206	50	190	
-	0,08	-	-	-	-	-	-	-	
0,50	0,10	1,64	0,92	50	92	168	36	175	
0,49	0,09	1,80	1,16	50	94	182	37	175	
-	0,07	-	-	-	-	-	-	-	
0,49	0,09	2,03	0,78	51	99	193	49	176	
0,43	0,06	2,30	0,70	54	111	121	-	132	
0,46	0,07	1,79	0,86	66	99	200	-	182	
0,43	0,07	1,94	0,73	58	98	161	36	140	
-	0,07	-	-	-	-	-	-	-	
-	0,07	-	-	-	-	-	-	-	
0,47	0,08	1,75	0,80	55	92	184	-	160	
0,44	0,07	2,08	0,79	53	112	150	40	159	
0,44	0,06	2,24	0,80	62	105	146	-	143	
0,42	0,06	2,06	0,93	45	89	108	-	105	
0,47	0,09	1,59	0,68	44	104	200	42	185	
0,47	0,09	1,41	0,98	45	80	168	-	143	
0,47	-	2,08	0,62	54	94	147	37	163	
-	0,10	-	-	-	-	-	-	-	
0,43	0,09	1,49	1,16	46	76	142	-	148	
0,51	0,10	1,66	0,77	52	100	180	52	160	
-	0,07	-	-	-	-	-	-	-	
0,44	0,08	1,79	0,86	51	92	156	41	150	
0,51	0,07	1,90	0,72	51	92	127	45	157	
0,39	0,05	1,98	0,80	67	105	115	-	98	
0,42	-	1,85	0,78	56	102	172	43	145	
0,41	0,09	1,83	1,04	72	102	120	37	77	
-	0,06	-	-	-	-	-	-	-	
-	0,09	-	-	-	-	-	-	-	
0,48	0,07	1,58	0,68	56	93	164	-	190	
0,47	0,07	2,32	0,62	55	116	98	-	119	
0,50	0,07	2,24	0,71	45	98	128	47	142	
0,45	0,07	1,48	1,02	40	73	135	-	150	
0,47	0,10	1,76	0,82	59	116	189	-	201	
-	0,08	-	-	-	-	-	-	-	
-	0,07	-	-	-	-	-	-	-	
-	0,07	-	-	-	-	-	-	-	
-	0,07	-	-	-	-	-	-	-	
-	0,11	-	-	-	-	-	-	-	
0,50	0,08	1,64	0,72	51	84	167	40	210	
-	0,06	1,99	0,62	128	128	168	36	116	
0,41	0,09	1,29	0,98	33	62	138	46	176	
0,16	0,07	0,58	0,34	32	37	52	-	44	
0,43	0,08	1,73	0,76	57	93	136	42	140	
0,47	0,07	2,92	0,50	44	86	100	-	121	
0,45	0,08	2,22	0,71	40	103	109	-	127	

Приложение 1 (продолжение)

1	2	3.	4	5	6	7	8	9
289,70	31	5	120-132	12,26	0,45	—	4,80	0,06
311,00	33	CC	—	18,26	0,42	—	4,50	0,12
312,98	34	2	38-50	23,76	0,60	—	4,40	0,09
316,19	34	4	69-71	26,02	0,66	—	3,90	0,07
321,81	35	1	131-141	13,76	0,57	—	4,72	0,05
327,42	35	5	92-101	1,50	0,57	2,66	7,14	0,03
332,87	36	2	137-145	17,26	0,51	—	4,28	0,11
334,59	36	4	9-23	18,51	0,60	—	4,38	0,08
340,27	37	1	77-79	25,52	0,54	—	—	—
340,76	37	1	126-135	22,01	0,48	—	3,52	0,08
342,78	37	3	28-30	20,26	0,42	—	4,60	0,08
342,83	37	3	33-35	25,27	0,57	1,60	3,90	0,08
349,00	37	CC	—	22,76	0,45	—	4,18	0,10
350,61	38	2	11-13	6,00	0,60	2,56	4,75	0,04
356,68	38	6	18-20	7,00	0,90	—	—	—
356,76	38	6	26-28	23,26	0,39	—	—	—
364,92	39	5	42-54	13,01	0,42	—	5,54	0,08
369,64	40	2	14-24	9,76	0,48	2,62	5,55	0,05
370,83	40	2	133-135	22,74	0,36	—	—	—
370,88	40	2	138-140	9,51	0,39	—	—	—
373,90	40	4	140-142	23,01	0,45	—	3,95	0,09
373,94	40	4	144-146	21,76	0,42	—	5,05	0,15
376,18	40	6	58-76	17,01	0,33	—	5,37	0,14
379,75	42	1	25-37	18,01	0,42	2,37	3,85	0,09
382,70	42	3	20-22	21,26	0,36	—	—	—
382,75	42	3	25-27	14,26	0,42	—	—	—
388,25	43	1	125-135	21,76	0,46	—	4,47	0,08
391,40	43	3	140-150	20,76	0,39	—	4,96	0,08
407,60	45	2	10-12	19,01	0,27	—	3,11	0,07
408,58	45	2	108-110	23,01	0,51	2,05	4,63	0,11
408,62	45	2	112-114	—	—	—	—	—
408,66	45	2	116-118	20,51	0,30	—	2,84	0,13
411,48	45	4	98-106	20,26	0,45	—	4,70	0,06
417,99	46	2	99-101	17,01	0,24	—	—	—
418,04	46	2	104-108	15,51	0,36	—	—	—
424,02	46	6	102-116	9,26	0,42	—	4,94	0,06
430,08	47	4	58-74	13,76	0,51	—	4,33	0,06
433,15	47	6	65-67	24,26	0,51	—	3,51	0,09
437,27	48	2	127-135	—	—	—	—	—
440,25	48	4	125-127	16,26	0,45	—	4,86	0,08
440,28	48	4	128-130	19,26	0,36	—	3,35	0,09
440,32	48	4	132-140	20,51	0,45	1,84	4,90	0,08
444,28	49	1	28-41	18,76	0,33	—	4,85	0,08
451,22	49	5	122-130	19,01	0,42	—	5,20	0,08
Среднее				17,62	0,46	2,24	4,52	0,08
457,90	50	3	140-142	29,02	0,51	—	—	—
457,94	50	3	144-146	20,76	0,24	—	—	—
459,62	50	5	12-21	38,78	0,48	—	3,59	0,08
459,62	50	5	12-24	26,77	0,63	2,58	4,05	0,09
464,70	51	2	20-22	24,02	0,39	—	—	—
465,14	51	2	64-66	23,52	0,39	—	2,85	0,08
473,05	52	1	55-65	25,52	0,45	—	4,80	0,09

10	11	12	13	14	15	16	17	18
0,43	0,08	2,33	0,58	44	90	132	53	153
0,39	0,09	1,54	0,80	46	79	155	—	164
0,48	0,09	1,56	0,73	45	84	168	43	161
0,31	0,06	1,80	0,59	56	97	91	10	104
0,54	0,07	—	—	51	88	152	40	183
0,37	0,07	2,32	0,64	60	116	119	—	115
0,40	0,11	1,90	0,74	36	97	107	18	114
0,38	0,07	1,70	0,94	44	84	145	—	166
—	0,07	—	—	—	—	—	—	—
0,38	0,07	1,41	1,06	34	74	128	—	134
0,49	0,10	1,68	0,72	49	94	167	—	197
0,41	0,07	1,46	1,18	39	71	155	—	176
0,38	0,07	1,96	0,78	40	81	156	—	146
0,54	0,07	2,47	0,46	50	102	128	17	113
—	0,07	—	—	—	—	—	—	—
—	0,08	—	—	—	—	—	—	—
0,54	0,08	1,82	0,68	50	100	178	—	170
0,40	0,07	2,16	0,54	47	96	132	—	136
—	0,08	—	—	—	—	—	—	—
—	0,07	—	—	—	—	—	—	—
0,47	0,13	1,34	1,16	41	73	166	19	200
0,45	0,08	1,69	0,64	51	86	170	17	206
0,44	0,22	1,71	0,72	52	85	185	—	176
0,38	0,09	1,54	0,88	47	79	130	—	133
—	0,07	—	—	—	—	—	—	—
—	0,06	—	—	—	—	—	—	—
0,43	0,09	1,54	0,81	55	82	162	24	154
0,52	0,09	—	—	42	84	172	40	190
0,39	0,07	1,15	1,36	24	51	113	—	120
0,45	0,10	1,69	0,65	46	87	168	—	171
—	0,08	—	—	—	—	—	—	—
—	0,09	1,17	1,44	26	58	142	—	164
0,49	0,07	—	—	40	84	163	36	183
—	0,07	—	—	—	—	—	—	—
—	0,07	—	—	—	—	—	—	—
0,37	0,06	2,15	0,66	67	115	120	—	123
0,40	0,07	1,68	1,02	45	74	95	—	137
0,42	0,09	1,20	1,29	38	64	147	—	178
—	0,07	—	—	—	—	23	33	240
0,44	0,13	1,98	0,50	52	96	151	—	113
0,39	0,08	1,31	1,27	39	66	148	—	181
0,47	0,08	—	—	38	84	189	38	226
0,43	0,08	1,63	0,61	47	81	115	—	156
0,52	0,09	—	—	46	84	186	40	203
0,44	0,09	1,77	0,82	45	85	141	30	159
—	0,05	—	—	—	—	—	—	—
—	0,08	—	—	—	—	—	—	—
0,29	0,07	1,17	0,82	40	64	72	—	105
0,38	0,08	1,30	0,85	45	100	168	—	166
—	0,07	—	—	—	—	—	—	—
0,38	0,07	1,10	1,29	30	61	132	—	149
0,47	0,08	1,50	0,82	58	78	192	30	301

Приложение 1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9
476,55	52	3	105-114	0,00	0,36	-	5,55	0,03
493,20	54	2	20-34	32,52	0,52	-	3,85	0,08
499,78	54	6	78-85	31,52	0,54	-	4,04	0,07
499,78	54	6	78-86	31,06	0,60	-	4,02	0,10
499,85	54	6	85-88	-	-	-	-	-
503,93	55	2	143-145	5,00	0,66	-	5,10	0,04
510,61	56	1	11-13	18,26	0,39	-	-	-
510,64	56	1	14-16	16,51	0,30	-	-	-
510,68	56	1	18-20	16,26	0,39	-	-	-
511,83	56	1	133-143	18,26	0,36	-	4,03	0,10
527,24	57	5	124-126	36,27	0,66	1,94	3,76	0,10
527,27	57	5	127-129	28,02	0,60	-	3,10	0,08
527,30	57	5	130-132	53,78	0,60	-	2,26	0,09
534,53	58	4	53-61	33,76	0,51	-	4,00	0,09
535,43	58	4	143-145	20,76	0,30	-	-	-
535,45	58	4	145-147	-	-	-	-	-
540,48	59	1	148-150	19,01	0,39	-	4,67	0,08
542,90	59	3	90-100	30,52	0,63	2,43	3,88	0,09
545,05	59	5	5-13	22,76	0,54	-	4,64	0,08
550,85	60	2	85-87	-	-	-	-	-
550,88	60	2	88-90	-	-	-	-	-
551,35	60	2	135-145	16,76	0,45	-	4,37	0,08
577,75	64	1	75-77	20,02	0,60	-	4,29	0,10
580,57	64	3	57-59	33,52	0,42	-	3,84	0,12
591,37	65	4	37-49	12,76	0,54	-	3,70	0,05
597,96	66	2	48-58	15,31	0,39	-	4,09	0,08
598,76	66	2	126-128	-	-	-	-	-
598,78	66	2	128-130	-	-	-	-	-
611,10	67	4	110-120	14,44	0,54	-	3,95	0,06
618,66	68	3	66-68	25,27	0,39	-	4,08	0,09
621,73	68	5	73-75	15,51	0,96	1078	3,86	0,10
621,81	68	5	81-83	-	-	-	-	-
621,84	68	5	84-86	-	-	-	-	-
Среднее				23,62	0,49	2,18	4,01	0,08
Среднее по всей скважине				17,48	0,66	2,60	4,37	0,09

10	11	12	13	14	15	16	17	18
0,44	0,06	2,19	0,59	68	107	95	21	142
0,40	0,07	1,29	0,71	39	68	110	47	155
0,28	0,09	1,54	0,56	53	78	73	-	108
0,31	-	1,46	0,59	37	78	126	-	130
-	0,08	-	-	-	-	-	-	-
0,36	0,09	2,33	0,74	67	125	114	-	174
-	0,06	-	-	-	-	-	-	-
-	0,07	-	-	-	-	-	-	-
-	0,06	-	-	-	-	-	-	-
0,38	0,07	1,60	0,93	54	100	134	15	120
0,34	0,08	1,29	0,59	44	97	134	-	180
0,38	0,08	1,17	1,23	38	73	139	-	168
0,20	0,07	0,94	0,46	61	65	81	-	76
0,36	0,08	1,34	0,65	42	58	50	-	116
-	0,07	-	-	-	-	-	-	-
-	0,07	-	-	-	-	-	-	-
0,42	0,13	-	-	40	78	174	40	200
0,31	0,07	1,44	0,60	46	80	135	-	142
0,46	0,07	-	-	46	76	136	35	185
-	0,06	-	-	-	-	-	-	-
-	0,07	-	-	-	-	-	-	-
0,44	0,06	1,82	0,68	59	107	146	19	176
0,44	0,10	1,30	1,09	54	77	134	-	174
0,33	0,09	1,20	0,88	39	68	95	-	140
0,43	0,06	1,99	0,60	48	104	167	30	188
0,44	0,07	1,69	0,74	58	93	164	25	178
-	0,07	-	-	-	-	-	-	-
-	0,07	-	-	-	-	-	-	-
0,38	0,08	1,46	1,56	35	62	128	38	184
0,34	0,14	1,29	1,11	36	74	95	23	140
0,42	0,07	1,32	1,10	57	90	137	19	156
-	0,07	-	-	-	-	-	-	-
-	0,07	-	-	-	-	-	-	-
0,38	0,08	1,47	0,83	48	82	125	28	160
0,42	0,08	1,69	0,91	50	87	139	34	150

Глубина скважины, м	Колонка	Секция	Горизонт, см	10 ⁻⁴				
				V	Cd	Li	Rb	Cs
1	2	3	4	19	20	21	22	23
0,46	1	1	46-48	-	<6	-	-	-
2,20	1	2	70-78	100	8	14	40	4,0
5,65	1	4	115-125	-	<6	-	-	-
29,30	4	3	30-40	95	<5	22	50	5,4
30,65	4	4	15-17	-	<6	-	-	-
32,10	4	5	10-20	-	<6	-	-	-
33,25	4	5	125	-	-	-	-	-
33,29	4	5	129	-	-	-	-	-
45,40	6	1	40-42	-	<6	-	-	-
46,82	6	2	32-38	-	7	16	45	4,7
49,50	6	4	0-2	-	<6	-	-	-
51,36	6	5	36-46	105	<6	12	40	2,5
54,50	6	СС	-	-	-	-	-	-
56,20	7	2	20-30	-	<5	24	45	5,0
57,50	7	3	0-10	-	<6	-	-	-
60,52	7	5	2-10	-	<6	-	-	-
Среднее				100	<6	18	44	4,3
64,09	8	1	9-11	-	9	-	-	-
67,22	8	3	22-24	-	-	-	-	-
68,54	8	4	4-16	110	<5	14	50	5,0
74,50	9	1	100-102	-	<6	-	-	-
77,50	9	3	100-108	-	<5	22	50	4,5
80,00	9	5	50-58	-	10	24	80	6,0
84,20	10	1	120-130	140	7	20	56	5,0
86,85	10	3	85-93	-	<6	22	50	3,0
88,82	10	4	132-140	-	<6	-	-	-
90,63	10	6	13-20	-	<6	-	-	-
94,55	11	2	55-64	-	<5	20	35	3,0
95,73	11	3	23-25	-	<6	-	-	-
98,35	11	4	135-143	-	<6	-	-	-
98,68	11	5	18	-	<6	-	-	-
98,74	11	5	24-25	-	11	16	35	4,0
98,87	11	5	37-38	-	7	-	-	-
99,03	11	5	53-55	-	<6	18	35	3,0
Среднее				125	<7	20	49	4,2
102,37	12	1	37-44	-	<6	-	-	-
105,63	12	3	63-72	-	<6	12	40	3,8
106,20	12	3	120-130	-	<5	14	40	4,2
112,70	13	1	120-128	-	8	-	-	-
114,71	13	3	21-33	-	<6	-	-	-
117,51	13	5	1-7	-	<6	18	50	5,4
121,10	14	1	10-18	140	<6	-	-	-
125,50	14	4	0-10	-	<5	25	56	5,6
128,52	14	6	2-4	-	<6	-	-	-
132,55	15	2	55-65	-	<5	20	50	4,0
133,95	15	3	45-58	-	<6	-	-	-
138,52	15	5	2-12	-	<6	-	-	-

10 ⁻⁴							
Pb	Sn	F	B	Se	Mo	W	As
24	25	26	27	28	29	30	31
-	-	-	-	-	-	-	-
20	2,2	300	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	8,0	10	-
10	1,2	440	136	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
24	2,0	-	-	0,4	2,0	15	8
-	-	-	-	-	-	-	-
20	1,8	2400	42	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
14	1,5	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	0,4	2,0	20	>6
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
18	1,7	1047	89	0,4	4,0	15	7
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
20	1,6	440	-	0,4	4,0	15	6,5
-	-	-	-	-	-	-	-
30	2,0	-	-	-	-	-	-
20	2,0	-	-	-	-	-	-
25	1,8	250	97	-	-	-	-
15	1,2	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	0,4	4,0	12,5	6,5
-	-	-	-	-	-	-	-
20	1,4	360	99	0,3	7,0	15	6
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
14	1,2	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
12	1,4	-	-	-	-	-	-
20	1,6	350	98	0,4	5,0	14	6
-	-	-	-	>0,3	3,0	12,5	5,5
25	2,0	-	-	-	-	-	-
14	1,2	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
30	2,5	-	-	-	-	-	-
-	-	330	-	-	-	-	-
22	1,8	-	-	-	3,0	20	-
-	-	-	-	-	-	-	-
25	2,0	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	0,2	2,5	12,5	7
-	-	-	-	-	-	-	-

Приложение 1 (продолжение)

1	2	3	4	19	20	21	22	23
140,30	16	1	30-38	-	<6	-	-	-
143,17	16	3	17-27	-	<5	24	45	4,0
144,67	16	4	17-19	-	<6	-	-	-
149,75	17	1	25-35	120	<5	35	90	5,8
161,78	18	2	128-130	-	<6	25	70	6,0
168,50	18	CC	-	-	-	-	-	-
170,76	19	2	76-78	-	<6	25	45	4,5
170,80	19	2	80-82	-	8	19	50	4,5
171,28	19	2	128-130	-	-	-	-	-
172,32	19	3	82-98	-	7	35	90	6,0
173,57	19	4	57-59	-	<6	-	-	-
173,66	19	4	66-68	-	<6	-	-	-
175,70	19	5	120-132	240	<6	-	-	-
177,32	19	6	132-134	-	-	-	-	-
181,23	20	3	23-25	-	-	-	-	-
189,20	21	2	20-29	-	<6	-	-	-
192,00	21	4	0-10	-	<5	28	80	5,0
195,00	21	6	0-10	-	<6	-	-	-
198,50	22	2	0-10	-	<6	-	-	-
201,97	22	4	47-55	-	<5	30	70	5,2
204,50	22	6	0-10	-	<6	-	-	-
208,00	23	2	0-11	160	<5	28	60	5,2
209,50	23	2	150-152	-	-	-	-	-
214,00	23	6	0-17	-	<6	-	-	-
217,50	24	2	0-18	-	8	20	50	5,0
221,83	24	4	133-135	-	-	-	-	-
Среднее				165	<6	24	59	4,9
224,12	24	6	62-74	170	5	25	60	5,0
225,58	25	1	8-9	-	6	-	-	-
226,90	25	1	140-141	-	6	-	-	-
228,92	25	3	42-44	-	10	-	-	-
229,96	25	3	146-148	-	-	-	-	-
232,45	25	5	95-106	-	-	25	90	5,8
234,79	25	7	29-31	-	6	-	-	-
236,63	26	2	13-15	-	6	-	-	-
239,50	26	4	0-12	150	8	35	85	5,2
251,97	27	5	147-149	-	6	-	-	-
256,32	28	2	82-83	-	6	14	50	4,0
262,20	28	6	70-72	-	-	-	-	-
262,24	28	6	74-76	-	-	-	-	-
262,28	28	6	78-80	-	-	-	-	-
262,38	28	6	88-90	-	-	-	-	-
264,39	29	1	89-91	-	-	-	-	-
266,50	29	3	0-14	-	<5	24	56	5,0
269,54	29	5	4-6	-	<6	-	-	-
270,48	29	5	98-107	120	<5	20	40	4,0
270,57	29	5	107-112	-	<6	8	22	2,5
Среднее				147	<6	22	58	4,5
283,70	31	1	120-122	-	<6	-	-	-
286,56	31	3	106-108	-	<6	-	-	-
289,70	31	5	120-132	170	<5	22	50	4,5
311,00	33	CC	-	-	<6	-	-	-

24	25	26	27	28	29	30	31
-	-	-	-	-	-	-	-
10	1,2	-	-	0,2	3,0	15	7
-	-	-	-	-	-	-	-
20	1,6	-	-	-	-	-	-
18	1,6	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
12	1,2	-	-	-	-	-	-
20	1,4	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
25	1,6	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	310	154	0,2	2,5	12,5	5
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
14	1,2	-	-	0,3	1,5	10	9,5
-	-	-	-	-	-	-	-
18	1,6	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	0,2	2,0	10	5,5
15	1,5	390	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
20	1,4	-	-	0,2	5,5	10	6
-	-	-	-	-	-	-	-
19	1,6	343	154	0,2	2,9	13	7
16	1,6	670	101	0,5	2,0	15	6,5
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
12	1,0	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
25	2,5	610	-	0,4	1,5	12,5	6
30	2,0	490	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
13	1,2	-	-	-	-	-	-
8	1,0	560	101	0,4	1,5	10	11,5
3	1,0	-	-	-	-	-	-
15	1,5	582	101	0,4	1,7	13	8
-	-	-	-	-	-	-	-
20	2,0	920	139	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-

Приложение 1 (продолжение)

1	2	3	4	19	20	21	22	23
312,88	34	2	38-50	-	7	25	66	5,0
316,19	34	4	69-71	-	<6	-	-	-
321,81	35	1	131-141	-	8	25	56	5,0
327,42	35	5	92-101	-	<6	-	-	-
332,87	36	2	137-145	120	<6	-	-	-
334,59	36	4	9-23	-	<6	24	70	5,6
340,27	37	1	77-79	-	-	-	-	-
340,76	37	1	126-135	-	<6	-	-	-
342,78	37	3	28-30	-	<6	19	48	4,0
342,83	37	3	33-35	-	<6	27	60	5,2
349,00	37	CC	-	-	<6	-	-	-
350,61	38	2	11-13	-	<6	-	-	-
356,68	38	6	18-20	-	-	-	-	-
356,76	38	6	26-28	-	-	-	-	-
364,92	39	5	42-54	-	<6	-	-	-
369,64	40	2	14-24	-	<6	-	-	-
370,83	40	2	133-135	-	-	-	-	-
370,88	40	2	138-140	-	-	-	-	-
373,90	40	4	140-142	-	<6	27	70	5,6
373,94	40	4	144-146	-	<6	28	56	5,0
376,18	40	6	58-76	-	<6	-	-	-
379,75	42	1	25-37	-	<6	-	-	-
382,70	42	3	20-22	-	-	-	-	-
382,74	42	3	25-27	-	-	-	-	-
388,25	43	1	125-135	170	<6	-	-	-
391,40	43	3	140-150	-	<8	28	66	5,0
407,60	45	2	10-12	-	<6	-	-	-
408,58	45	2	108-110	-	<6	25	60	5,6
408,62	45	2	112-114	-	-	27	70	5,5
408,66	45	2	116-118	-	<6	17	35	2,5
411,48	45	4	98-106	-	8	20	60	5,0
417,99	46	2	99-101	-	-	-	-	-
418,04	46	2	104-108	-	-	-	-	-
424,02	46	6	102-116	-	<6	-	-	-
430,08	47	4	58-74	-	<6	-	-	-
433,15	47	6	65-67	-	<6	20	45	4,5
437,27	48	2	127-135	190	-	24	50	4,5
440,25	48	4	125-127	-	<6	22	52	5,0
440,28	48	4	128-130	-	<6	22	40	2,0
440,32	48	4	132-140	-	8	28	50	5,8
444,28	49	1	28-41	-	<6	-	-	-
451,22	49	5	122-130	-	8	28	70	6,0
Среднее				162	<6	24	57	4,8
457,90	50	3	140-142	-	-	-	-	-
457,94	50	3	144-146	-	-	-	-	-
459,62	50	5	12-21	-	<6	-	-	-
459,62	50	5	12-24	-	<6	20	50	4,5
464,70	51	2	20-22	-	-	-	-	-
465,14	51	2	64-66	-	<6	20	50	4,0
473,05	52	1	55-65	170	<5	30	54	5,2
476,55	52	3	105-114	-	<6	-	-	-
493,20	54	2	20-34	130	5	19	35	4,0
499,78	54	6	78-85	-	<6	-	-	-

24	25	26	27	28	29	30	31
6	1,2	-	-	0,2	1,5	20	5
-	-	-	-	-	-	-	-
15	1,3	-	-	-	-	-	-
-	-	680	-	0,2	1,5	25	5
18	1,5	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
30	2,5	-	-	-	-	-	-
10	1,2	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	0,2	2,0	20	5
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
10	1,4	-	-	-	-	-	-
10	1,4	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	0,2	1,0	20	5
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	600	151	-	-	-	-
10	1,0	-	-	0,2	2,0	20	6
-	-	-	-	-	-	-	-
10	1,0	-	-	-	-	-	-
8	1,0	-	-	-	-	-	-
20	1,2	-	-	-	-	-	-
12	1,2	-	-	0,2	1,5	10	6
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	0,2	2,5	10	7,5
10	1,0	-	-	-	-	-	-
7	1,2	660	-	-	-	-	-
16	1,2	-	-	-	-	-	-
12	1,0	-	-	-	-	-	-
10	1,0	-	-	0,2	2,5	15	5,5
-	-	-	-	-	-	-	-
10	1,1	-	-	0,2	2,0	10	5,5
13	1,3	715	145	0,2	1,8	17	6
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
10	1,0	-	-	-	-	-	-
8	1,0	-	-	-	-	-	-
12	1,5	590	100	0,2	1,5	10	5,5
-	-	-	-	-	-	-	-
10	1,0	390	-	0,2	1,5	10	5,5
-	-	-	-	-	-	-	-

1	2	3	4	19	20	21	22	23
499,78	54	6	78-86	-	<6	18	56	5,0
499,85	54	6	85-88	-	-	16	35	3,5
503,93	55	2	143-145	-	<6	17	70	6,0
510,61	56	1	11-13	-	-	-	-	-
510,64	56	1	14-16	-	-	-	-	-
510,68	56	1	18-20	-	-	-	-	-
511,83	56	1	133-143	-	<6	24	60	6,0
527,24	57	5	124-126	-	<6	16	54	5,6
527,27	57	5	127-129	-	<6	16	50	4,5
527,30	57	5	130-132	-	<6	10	30	3,5
534,53	58	4	53-61	-	<6	-	-	-
535,43	58	4	143-145	-	-	-	-	-
535,45	58	4	145-147	-	-	-	-	-
540,48	59	1	148-150	-	8	30	70	5,6
542,90	59	3	90-100	-	<6	18	50	4,5
545,05	59	5	5-13	-	7	30	56	6,8
550,85	60	2	85-87	-	-	-	-	-
550,88	60	2	88-90	-	-	-	-	-
551,35	60	2	135-145	-	<6	16	60	5,6
577,75	64	1	75-77	-	<6	16	45	3,5
580,57	64	3	57-59	-	<6	-	-	-
591,37	65	4	37-49	180	5	30	60	6,8
597,96	66	2	48-58	120	<6	20	60	5,2
598,76	66	2	126-128	-	-	-	-	-
598,78	66	2	128-130	-	-	-	-	-
611,10	67	4	110-120	-	<5	17	40	3,0
618,66	68	3	66-68	-	<6	-	-	-
621,73	68	5	73-75	-	<6	16	50	4,5
621,81	68	5	81,83	-	-	-	-	-
621,84	68	5	84-86	-	-	-	-	-
Среднее				150	<6	20	52	4,9
Среднее по всей скважине				150	<6	22	53	4,7

	24	25	26	27	28	29	30	31
	12	1,2	-	-	-	-	-	-
	10	1,1	-	-	-	-	-	-
	14	1,4	-	-	-	-	-	-
	-	-	-	-	-	-	-	-
	-	-	-	-	-	-	-	-
	16	1,4	-	-	0,2	1,5	15	4
	10	1,1	-	-	-	-	-	-
	10	1,0	-	-	-	-	-	-
	5	1,0	-	-	-	-	-	-
	-	-	480	-	-	-	-	-
	-	-	-	-	-	-	-	-
	-	-	-	-	-	-	-	-
	14	1,2	-	-	>0,1	1,0	10	6
	10	1,1	-	-	-	-	-	-
	15	1,2	-	-	>0,1	1,5	7,5	4,5
	-	-	-	-	-	-	-	-
	12	1,0	570	119	-	-	-	-
	10	1,0	-	-	-	-	-	-
	-	-	-	-	-	-	-	-
	16	1,2	560	87	>0,1	1,5	15	5,5
	12	1,2	-	-	-	-	-	-
	-	-	-	-	-	-	-	-
	-	-	-	-	-	-	-	-
	10	1,0	-	-	-	-	-	-
	-	-	-	-	-	-	-	-
	10	1,1	-	-	-	-	-	-
	-	-	-	-	-	-	-	-
	-	-	-	-	-	-	-	-
	11	1,1	518	102	0,2	1,4	11	5
	15	1,4	565	110	0,3	2,5	14	6

Приложение II

Химический состав донных осадков, изученных методом инструментального нейтронно-активационного анализа, 10⁻⁴%

Глубина, м	Колонка	Секция	Интервал, см	Fe, %	La	Th	Cr	Hf
1	2	3	4	5	6	7	8	9
С к в. 379 А								
0,46	1	1	46-48	5,7	22	-	180	2,1
5,65	1	4	115-125	4,9	20	9	189	2,7
29,65	4	4	15-17	4,6	26	8	150	3,1
46,90	6	2	40-42	4,8	26	7	90	2,8
60,52	7	5	2-10	5,5	20	11	166	4,4
64,09	8	1	9-11	4,7	29	8	-	3,1
67,22	8	3	22-24	4,7	23	8	100	5,8
77,07	9	4	7-9	3,6	25	9	-	4,3
89,11	10	5	11-13	5,0	34	9	130	3,9
95,73	11	3	23-25	4,3	30	8	-	4,0
119,02	13	6	2-4	6,2	33	10	220	3,8
125,52	14	4	2-4	5,0	27	9	203	3,5
136,52	15	5	2-12	4,0	28	14	68	4,6
144,67	16	4	17-19	4,6	23	10	150	2,2
149,75	17	1	25-35	5,9	29	11	134	4,1
161,83	18	2	133-135	3,8	21	7	100	3,3
170,76	19	2	76-78	5,6	28	9	222	4,6
189,20	21	2	20-29	5,3	25	11	198	4,2
209,50	23	2	150-152	3,3	19	4	58	3,0
221,82	24	4	132-135	3,0	24	7	180	1,7
221,90	24	4	140-141	3,8	26	8	115	2,7
224,12	24	6	62-74	5,7	22	10	148	3,1
229,70	25	3	120-121	5,5	-	9	120	2,7
229,74	25	3	124-125	4,4	20	8	100	2,4
229,78	25	3	128-129	4,0	20	6	87	1,4
235,87	25	7	137-139	5,8	-	9	100	3,0
235,92	25	7	142-144	4,8	20	-	180	2,1
251,47	27	5	147-149	4,5	21	9	222	4,3
255,74	28	2	24-27	2,8	14	-	100	2,8
264,44	29	1	94-96	4,0	19	-	150	2,8
269,54	29	5	4-6	5,5	25	10	50	3,0
270,86	29	5	136-138	2,0	8	2	29	0,6
283,70	31	1	120-122	4,5	35	-	61	-
316,19	34	4	69-71	3,5	23	6	87	2,0
327,42	35	5	92-101	6,2	27	13	147	5,5
350,61	38	2	11-13	4,5	23	7	100	3,8
373,90	40	4	140-142	3,4	20	-	220	3,0
373,94	40	4	144-146	5,0	19	-	180	2,5
379,75	42	1	25-37	5,0	33	10	246	4,4
407,60	45	2	10-12	4,2	20	8	335	4,8
411,48	45	4	98-106	5,2	23	10	198	3,7
430,08	47	4	58-74	4,5	24	8	279	3,8
436,32	48	2	32-34	3,1	15	6	95	1,7
436,35	48	2	35-37	3,1	20	7	110	2,8
436,38	48	2	38-40	3,4	23	-	450	8,0

Sc	Co	Eu	Sb	Ce	Ta	Ba	Ni	Au	Lu
10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
С к в. 379 А									
18	19	0,9	1,6	50	1,2	-	-	+	-
13	24	1,1	1,4	40	0,8	433	137	~1	-
18	18	1,2	0,5	50	1,0	-	-	-	-
22	20	1,4	0,7	53	-	-	-	-	-
15	21	1,2	0,6	56	1,1	500	67	3,4	-
19	18	1,4	1,3	60	2,0	-	-	-	-
22	15	1,4	0,8	46	1,3	-	-	-	-
16	13	1,1	-	65	0,7	-	-	-	-
23	17	0,6	0,5	38	2,0	-	-	-	-
18	15	1,1	1,8	74	1,3	-	-	-	-
26	29	1,8	1,4	72	1,5	-	-	-	-
14	23	1,6	~1,0	54	-	470	-	1,5	-
10	11	1,3	2,3	85	0,8	501	-	<1	-
23	17	0,9	0,5	54	2,1	-	-	-	-
15	22	1,3	1,2	63	1,1	-	241	2	-
20	18	0,9	0,9	55	0,6	-	-	-	-
13	24	1,0	1,1	63	1,4	-	158	1	-
13	23	1,0	0,7	59	0,6	457	157	<1	-
15	13	0,9	1,2	32	1,3	-	-	-	-
17	19	1,2	1,0	54	1,5	-	-	-	-
16	15	1,4	1,3	67	0,5	-	-	-	-
15	24	1,4	1,4	54	0,6	366	153	2	-
20	20	0,9	1,9	60	0,4	-	-	-	-
18	16	0,7	1,0	42	0,3	-	-	-	-
21	18	1,0	1,8	50	0,2	-	-	-	-
22	24	1,1	1,1	65	2,4	-	-	-	-
20	20	1,0	1,0	270	0,2	-	-	-	-
11	22	1,2	0,7	55	0,5	372	171	<1	-
12	18	0,9	0,5	43	1,4	-	-	-	-
16	18	0,8	1,1	46	2,0	-	-	-	-
20	36	0,9	2,0	66	-	-	-	-	-
6	6	0,4	0,5	47	-	-	-	-	-
14	18	1,5	-	-	1,1	-	-	<1	-
17	10	1,1	0,3	56	1,0	-	-	-	-
17	19	1,6	2,4	78	-	449	193	2	-
17	17	1,0	0,4	37	0,2	-	-	-	-
20	19	1,3	0,5	50	0,5	-	-	-	-
14	17	1,1	0,6	40	-	-	-	-	-
13	25	1,0	0,6	54	-	-	123	<1	-
11	22	1,1	0,8	52	1,2	638	78	<1	-
13	32	1,0	1,0	70	0,9	446	166	2	-
11	26	1,3	1,0	53	1,2	249	176	<1	-
17	13	0,9	0,5	37	1,8	-	-	-	-
14	15	0,9	0,5	-	-	-	-	-	-
13	16	1,3	1,0	-	1,6	-	-	-	-

1	2	3	4	5	6	7	8	9
444,28	49	1	28-41	4,7	30	8	229	4,1
451,22	49	5	122-130	5,5	27	10	214	4,6
460,83	50	5	133-135	4,4	26	8	—	3,2
460,85	50	5	135-137	3,8	16	—	200	2,0
476,55	52	3	105-114	3,8	23	—	200	2,8
493,20	54	2	20-33	4,8	49	8	173	3,5
511,83	56	1	133-143	4,9	24	8	120	2,6
532,14	58	2	114-118	4,2	22	—	180	2,7
532,18	58	2	118-122	4,2	—	9	140	3,3
540,48	59	1	148-150	5,0	25	10	178	4,4
545,05	59	5	5-13	5,5	24	10	316	5,0
551,35	60	2	135-145	4,5	24	10	140	2,7
595,20	65	6	20-22	3,5	18	7	220	2,7
597,96	66	2	46-58	4,5	21	6	150	2,3
611,10	67	4	110-120	4,9	18	6	242	3,0
618,66	68	3	66-68	4,0	21	—	180	2,5
618,73	68	3	73-75	3,5	17	—	220	2,2
С кв. 380								
1,87	1	1	137-139	3,6	28	5	70	5,3
2,88	1	2	138-140	4,5	12	8	100	3,8
10,12	2	1	62-67	0,8	8	2	—	1,0
30,68	4	3	18-31	5,2	14	7	71	2,9
43,43	5	4	93-95	3,0	27	—	100	4,7
√ 48,43	6	1	93-105	3,5	16	9	78	3,6
√ 52,12	6	4	12-33	3,2	29	9	84	3,5
√ 61,92	7	4	42-54	2,4	28	72	52	3,8
67,83	8	1	133-135	4,6	34	6	90	3,7
76,87	9	1	87-88	4,5	32	2	90	3,1
105,80	12	1	130-131	4,6	—	7	90	4,1
133,30	15	1	30-45	3,0	31	9	88	4,1
143,79	16	1	129-145	3,6	29	7	74	3,4
157,81	17	4	131-133	3,6	47	—	—	21,7
166,18	18	4	18-20	5,8	41	9	100	4,0
171,17	19	1	17-19	4,2	28	12	100	5,0
188,40	20	6	40-50	6,0	28	9	92	2,5
195,05	21	4	55-68	3,6	38	11	92	2,8
211,93	23	2	143-145	4,0	32	11	80	3,8
221,30	24	2	130-140	4,4	27	11	93	3,8
242,55	26	4	55-65	4,0	42	11	106	2,6
251,38	27	3	138-140	2,7	32	2	17	0,8
257,74	28	1	124-136	4,4	33	10	92	2,1
300,51	32	5	1-10	4,6	28	10	90	3,7
√ 320,69	35	3	19-42	3,5	30	9	82	2,8
√ 324,78	36	2	28-38	4,0	40	10	98	4,2
336,56	36	3	106-118	4,0	—	12	—	3,0
358,30	38	2	30-31	17,0	24	7	50	—
363,03	39	2	53-54	5,0	31	6	90	4,0
371,26	40	1	76-78	18,0	29	5,5	80	3,5
С кв. 380А								
335,95	1	3	45-60	4,6	44	9	—	3,5
√ 353,74	3	2	74-87	3,8	—	7	—	3,7
363,63	4	2	113-128	4,7	29	9	—	2,5

10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
12	23	1,1	0,4	56	2,0	367	244	<1	—
13	24	1,2	1,8	60	0,8	607	239	2,8	—
19	17	1,0	0,5	47	0,5	—	—	—	—
17	18	0,7	1,0	55	0,2	—	—	—	—
16	21	1,2	0,6	50	0,9	—	—	—	—
12	23	1,3	0,7	48	—	560	165	<1	—
20	15	1,0	0,7	67	0,5	—	—	—	—
15	20	1,3	1,8	34	—	—	—	—	—
19	11	1,1	0,2	60	1,8	—	—	—	—
15	22	1,2	0,7	59	—	382	192	<1	—
15	25	1,6	1,3	58	0,7	761	320	2	—
20	19	1,4	—	58	1,3	—	—	—	—
17	14	0,8	0,5	58	0,3	—	—	—	—
20	16	1,0	1,3	52	0,8	—	—	—	—
15	21	1,2	0,7	51	—	503	131	<1	—
18	23	1,0	0,5	51	0,8	—	—	—	—
15	19	1,0	0,5	25	0,5	—	—	—	—
С кв. 380									
14	12	1,2	1,2	—	1,2	—	—	—	—
20	18	1,4	1,3	70	2,0	—	—	—	—
3	3	0,3	0,7	24	0,6	—	—	—	—
10	8	1,0	~1,0	53	—	505	70	—	0,2
13	14	1,0	0,7	50	1,6	—	—	—	—
14	14	1,0	~1,0	53	—	631	59	—	0,5
11	10	0,8	~1,0	53	—	445	—	—	0,4
8	9	0,9	~1,0	45	—	357	—	—	0,2
20	19	1,4	0,2	60	2,0	—	—	—	—
23	18	1,3	0,9	60	2,5	—	—	—	—
19	17	1,2	0,7	50	1,5	—	—	—	—
13	11	0,9	<1,0	60	—	552	—	—	0,3
9	10	0,7	~1,0	48	—	730	61	—	0,3
16	13	1,6	0,2	—	2,5	—	—	—	—
24	24	1,5	2,3	60	1,8	—	—	—	—
18	15	1,2	0,4	50	1,3	—	—	—	—
13	13	1,1	~1,0	68	—	790	110	—	0,3
15	11	1,0	1,8	69	—	874	—	—	0,4
18	15	1,3	0,8	76	1,5	—	—	—	—
14	13	0,9	~1,0	71	—	711	—	—	0,3
17	17	1,2	1,0	80	—	475	—	—	0,5
7	35	0,5	1,5	—	0,2	—	—	—	—
14	13	1,1	<1,0	66	—	331	—	—	0,4
20	18	1,3	1,6	—	2,0	—	—	—	—
12	12	0,8	~1	59	—	536	—	—	0,4
15	16	1,0	~1	64	—	673	62	—	0,5
14	18	1,4	—	53	0,8	—	—	—	—
15	12	0,9	1,7	67	0,2	—	—	—	—
22	20	1,3	1,8	50	1,8	—	—	—	—
15	11	1,3	0,5	70	—	—	—	—	—
С кв. 380А									
9	40	1,9	—	—	1,3	—	—	—	—
12	14	1,2	3,2	64	—	—	—	—	—
16	13	1,2	—	59	1,2	—	—	—	—

Приложение II (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9
384,50	6	4	0-7	4,3	24	11	100	2,7
402,61	8	3	61-63	-	20	-	-	-
412,22	9	3	72-84	4,0	32	13	94	4,2
420,12	10	2	62-74	4,1	23	10	-	3,0
438,51	12	2	1-17	3,7	21	11	106	2,9
447,50	13	1	100-111	4,1	18	8	-	2,0
467,40	15	2	40-42	2,9	20	1,4	-	1,2
481,56	17	2	56-70	-	-	5	-	1,8
497,33	18	3	33-48	4,1	30	9	84	3,0
501,81	19	3	31-33	-	22	12	-	2,1
535,84	22	3	84-96	-	21	7	-	1,3
562,45	25	2	45-61	4,6	16	1	-	1,1
563,26	25	2	126-136	1,8	18	8	-	2,5
588,34	27	6	134-137	2,9	9	1	-	0,1
608,40	31	1	40-55	4,0	25	11	119	3,3
617,56	32	1	6-9	-	26	11	-	2,0
638,77	34	3	27-44	3,2	26	8	-	1,2
657,30	36	2	30-42	3,9	13	8	-	0,5
671,02	37	5	2-14	4,4	36	12	121	2,5
672,64	37	6	14-19	4,8	31	13	-	-
700,15	40	5	65-67	1,7	20	3	-	1,4
703,53	41	1	53-55	26,3	3	-	-	-
√ 707,60	41	4	10-20	2,5	36	10	84	2,2
717,33	42	4	33-35	16,3	-	2	-	1,4
√ 726,12	43	3	112-126	5,6	35	13	101	4,7
752,55	46	2	55-57	3,4	12	6	-	1,9
√ 753,51	46	3	1-10	3,3	38	11	102	3,0
√ 760,50	47	1	50-60	4,0	31	11	100	2,2
784,50	49	5	0-15	-	15	4	-	1,0
√ 816,21	52	6	121-123	2,6	-	5	-	1,9
816,27	52	6	127-129	2,5	17	5	-	1,6
816,33	52	6	133-134	2,8	34	10	-	2,1
816,36	52	6	136-138	2,0	20	4	-	-
840,71	55	4	21-32	3,6	18	3	-	-
849,08	56	3	58-60	3,4	26	4	-	1,8
888,65	60	4	65-80	2,8	31	7	63	1,7
905,50	62	3	0-15	3,3	33	17	96	3,6
921,74	64	1	24-26	2,0	4	3	-	0,4
933,92	65	2	142-144	2,2	10	3	-	14,7
940,72	66	1	22-24	2,3	9	4	-	1,1
972,86	69	3	86-100	3,9	33	11	134	2,6
980,63	71	2	13-21	3,9	22	3	-	3,0
1008,55	73	2	5-18	2,5	30	13	122	5,5
1040,15	76	4	15-30	4,2	32	9	105	2,9
1055,96	79	2	46-48	4,5	13	7	-	0,5
				С к в. 381				
0,68	1	1	68-70	2,9	16	7	-	2,3
49,85	6	2	85-100	-	24	-	-	-
61,25	7	3	125-150	6,3	-	17	-	5,5
86,75	10	1	125-150	4,8	29	15	-	3,9
106,15	12	2	15-16	2,6	13	-	-	0,5
117,90	13	3	90-105	-	18	10	-	2,1
150,00	16	6	0-20	3,8	19	9	-	1,9

10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
14	15	1,3	1,0	61	-	686	-	-	0,3
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
14	12	2,0	1,0	82	-	517	-	-	0,5
17	14	1,3	1,2	-	1,3	-	-	-	-
18	13	1,2	<1,0	56	-	789	-	-	0,4
15	12	1,1	-	68	-	-	-	-	-
10	8	0,9	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
14	11	0,7	≤1,0	49	-	573	92	-	0,3
8	6	0,7	0,5	50	0,5	-	-	-	-
10	10	0,8	1,8	-	0,6	-	-	-	-
10	12	0,6	2,5	-	-	-	-	-	-
14	-	1,2	3,7	133	-	-	-	-	-
-	4	0,4	-	-	0,3	-	-	-	-
19	15	1,2	1,6	65	-	746	-	-	0,5
15	15	1,3	2,1	60	0,7	-	-	-	-
13	12	1,1	1,0	-	0,8	-	-	-	-
17	12	1,3	1,9	12	2,9	-	-	-	-
19	12	1,3	1,0	67	-	609	155	-	0,5
21	21	1,6	2,9	56	0,6	-	-	-	-
7	7	0,8	1,3	51	-	-	-	-	-
12	7	-	-	-	-	-	-	-	-
15	13	1,2	1,5	58	-	508	57	-	0,3
9	10	2,9	-	-	0,9	-	-	-	-
15	16	1,2	3,7	64	-	500	-	-	-
12	9	1,1	2,1	-	0,4	-	-	-	-
15	11	0,8	1,7	64	-	706	-	-	0,5
14	13	0,7	2,7	52	-	1123	-	-	0,3
7	-	0,7	1,5	-	-	-	-	-	-
10	9	1,1	2,1	-	0,4	-	-	-	-
10	9	0,8	-	-	0,4	-	-	-	-
14	19	1,7	4,3	-	0,5	-	-	-	-
8	8	0,8	-	-	-	-	-	-	-
15	13	1,0	2,3	-	-	-	-	-	-
10	20	0,8	3,0	45	-	-	-	-	-
9	17	0,3	<1,0	44	-	533	130	-	0,2
13	13	1,3	<1,0	64	-	528	-	-	0,2
2	2	0,1	-	-	-	-	-	-	-
6	4	0,5	0,8	-	0,3	-	-	-	-
8	11	1,0	-	-	-	-	-	-	-
18	21	1,0	1,0	56	-	396	174	-	0,4
16	20	1,3	-	58	-	-	-	-	-
9	9	0,7	<1,0	49	-	1174	-	-	0,3
16	23	1,1	<1,0	46	-	661	-	-	0,3
14	14	1,0	-	66	0,4	-	-	-	-
					С к в. 381				
10	12	0,8	0,9	-	0,4	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
26	22	2,2	0,5	144	1,3	-	-	-	-
19	15	1,6	0,5	88	0,8	-	-	-	-
8	4	0,6	0,5	-	0,5	-	-	-	-
-	-	1,2	0,1	56	0,7	-	-	-	-
16	14	1,1	0,5	51	0,7	-	-	-	-

Приложение II (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9
171,00	19	1	0-15	6,6	10	4	-	1,1
174,00	19	3	40-42	4,4	26	12	-	3,2
✓ 198,40	22	3	40-55	-	22	14	-	2,8
209,48	24	1	48-63	5,3	16	9	-	2,1
✓ 220,40	25	2	40-55	4,5	37	12	103	2,3
✓ 239,50	27	2	50-65	3,9	21	12	-	2,2
241,27	27	3	77-79	30,8	11	2	32	-
249,28	28	2	78-80	3,9	22	9	-	2,2
✓ 250,70	28	3	70-85	4,0	22	10	102	3,3
258,00	29	2	0-15	-	22	-	-	-
278,82	31	3	32-34	4,1	26	11	-	3,4
286,75	32	2	25-27	2,0	14	5	-	0,8
296,86	33	2	86-88	2,1	14	5	-	-
✓ 307,10	34	3	10-20	1,6	25	4	29	1,0
310,23	34	5	23-33	0,7	6	16	-	-
✓ 314,60	35	1	110-120	-	37	12	-	-
317,60	35	2	60-70	3,6	30	9	83	2,1
✓ 324,94	36	2	44-46	4,3	21	13	-	2,6
✓ 333,40	37	1	90-92	2,7	16	7	-	2,6
✓ 333,84	37	1	134-136	1,7	11	5	-	-
✓ 333,96	37	1	146-148	-	10	-	-	2,7
✓ 334,30	37	2	30-40	3,7	22	10	86	3,4
381,40	42	1	140-145	-	18	16	-	3,6
441,38	48	4	88-90	3,4	28	13	-	9,7
448,70	49	2	70-83	5,8	28	10	-	-
✓ 468,56	51	3	6-8	-	-	9	-	3,3
476,00	52	1	100-110	4,7	-	14	-	3,4
477,15	52	2	65-67	4,3	20	13	-	4,1
486,54	53	2	54-55	3,0	9	12	-	4,3
✓ 498,53	54	4	3-13	4,0	32	13	130	4,8
502,73	54	6	123-125	16,3	19	11	-	4,6

10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
10	6	0,3	0,5	-	-	-	-	-	-
20	19	1,3	0,5	53	0,4	-	-	-	-
22	-	1,5	0,2	66	-	-	-	-	-
-	12	1,1	0,5	62	0,2	-	-	-	-
16	13	1,0	1,7	72	-	414	-	-	0,6
14	19	1,6	0,1	75	0,8	-	-	-	-
6	3	0,3	<1,0	-	-	524	7,4	-	0,4
-	16	1,3	1,5	54	0,9	-	-	-	-
16	18	1,5	<1,0	69	-	773	-	-	0,4
-	-	-	-	45	-	-	-	-	-
18	17	1,7	1,7	53	0,3	-	-	-	-
7	6	0,7	1,2	-	-	-	-	-	-
6	8	0,8	1,7	-	0,3	-	-	-	-
6	6	0,4	<1,0	24	-	344	51	-	-
2	3	0,4	0,6	27	0,1	-	-	-	-
19	-	1,3	0,2	68	-	-	-	-	-
15	13	1,0	2,4	59	-	475	77	-	0,5
17	26	-	3,5	75	0,5	-	-	-	-
10	6	-	-	34	0,6	-	-	-	-
8	8	0,4	0,9	21	0,2	-	-	-	-
6	-	0,6	-	-	0,4	-	-	-	-
13	14	0,9	2,0	59	-	690	-	-	2,0
16	-	1,3	-	-	-	-	-	-	-
13	12	1,5	-	-	0,8	-	-	-	-
23	20	1,6	0,5	50	1,4	-	-	-	-
10	8	0,8	0,5	10	0,4	-	-	-	-
19	30	1,8	0,5	76	1,2	-	-	-	-
19	21	1,1	0,1	62	0,8	-	-	-	-
11	105	1,2	0,5	48	0,4	-	-	-	-
17	14	1,2	<1,0	58	-	773	148	-	0,5
17	21	1,3	1,4	50	0,8	-	-	-	-

Приложение III

Химический состав донных осадков Черного моря (скважина 380, 425 рейс "Гломар Челленджер")

Глубина скважины, м	Колонка	Секция	Горизонт, см	Содержание, %				
				CaCO ₃	C _{орг}	SiO _{2ам}	Fe	Mn
1	2	3	4	5	6	7	8	9
0,60	1	1	60-68	21,25	0,56	2,78	4,03	0,09
1,52	1	2	2-4	21,00	-	-	-	-
Среднее				21,12	0,56	2,78	4,03	0,09
3,10	1	3	10-20	16,87	0,91	1,90	4,97	0,08
6,10	1	5	10-20	11,48	0,55	2,03	4,21	0,07
8,21	1	6	71-81	24,22	0,45	1,90	3,85	0,10

Содержание, %								
Ti	P	K	Na	Cu	Zn	Ni	Co	Cr
10	11	12	13	14	15	16	17	18
0,43	0,05	2,13	1,30	35	94	60	14	100
-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,43	0,05	2,13	1,30	35	94	60	14	100
0,41	0,06	2,25	1,11	61	101	76	-	114
0,41	0,06	2,45	0,98	41	97	70	-	123
0,41	0,05	1,91	0,79	29	87	68	-	108

Приложение III (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9
10,12	2	1	62-67	41,48	0,18	1,55	1,88	0,03
11,40	2	2	40-52	22,11	0,20	1,84	2,33	0,05
13,07	2	3	57-70	20,78	0,36	1,40	2,87	0,06
27,69	4	1	19-28	9,06	0,43	1,87	4,21	0,10
29,10	4	2	10-20	15,00	-	-	-	-
30,68	4	3	18-31	4,42	0,99	2,25	5,02	0,07
33,20	4	4	120-133	18,31	0,64	2,11	3,58	0,07
38,82	5	1	82-95	11,18	0,60	2,20	3,85	0,07
40,24	5	2	74-92	10,00	-	-	-	-
41,49	5	3	49-62	5,00	-	-	-	-
Среднее				16,15	0,53	1,90	3,68	0,07
42,99	5	4	49-51	-	-	-	3,87	0,12
43,12	5	4	63-64	-	-	-	1,88	0,05
43,17	5	4	67-69	-	-	-	4,56	0,08
43,43	5	4	93-95	-	-	-	3,24	0,06
48,43	6	1	93-105	12,64	1,40	5,60	4,12	0,10
49,35	6	2	35-45	10,00	-	-	-	-
52,12	6	4	12-33	13,14	1,09	4,25	3,81	0,07
59,72	7	2	122-137	9,58	1,08	3,37	4,54	0,09
60,78	7	3	78-86	7,00	-	-	-	-
61,92	7	4	42-54	15,04	1,94	6,04	4,30	0,11
66,83	8	1	33-48	10,00	-	-	-	-
Среднее				11,06	1,38	4,81	3,79	0,08
76,41	9	1	41-43	5,50	-	-	-	-
77,15	9	1	115-130	17,44	0,43	1,63	4,84	0,09
88,25	10	2	125-138	14,17	0,41	1,77	4,57	0,11
91,06	10	4	106-132	5,00	-	-	-	-
95,00	10	CC		14,00	-	-	-	-
105,80	12	1	130-131	-	-	-	4,49	0,11
105,86	12	1	136-137	-	-	-	4,21	0,08
114,00	12	CC		16,00	-	-	-	-
114,00	13	1	0-14	18,94	0,46	2,00	4,30	0,11
117,00	13	3	0-13	11,00	-	-	-	-
118,71	13	4	21-34	7,50	-	-	-	-
120,02	13	5	2-14	12,41	0,47	1,87	4,03	0,08
123,50	13	CC		21,00	-	-	-	-
133,00	14	CC		7,00	-	-	-	-
133,30	15	1	30-45	13,74	0,74	2,00	3,72	0,08
137,80	15	4	30-45	10,50	-	-	-	-
Среднее				12,44	0,50	1,87	4,31	0,09
143,79	16	1	129-145	11,84	0,70	2,96	4,39	0,10
154,80	17	2	130-148	8,50	-	-	-	-
156,95	17	4	45-60	12,72	0,83	3,50	4,48	0,08
167,06	18	4	106-125	13,39	0,93	3,21	4,48	0,12
168,06	18	5	56-68	9,50	-	-	-	-
169,36	18	6	36-38	10,00	1,06	4,08	4,12	0,10
169,41	18	6	41-43	9,00	-	-	-	-
170,30	18	6	130-148	-	-	-	-	-
Среднее				10,71	0,88	3,44	4,37	0,10
173,00	19	2	50-53	9,00	-	-	-	-
179,08	19	6	58-70	12,38	0,47	1,56	3,05	0,07

10	11	12	13	14	15	16	17	18
0,15	0,03	1,09	0,82	13	37	30	3	28
0,34	0,04	1,35	1,00	13	43	42	-	63
0,34	0,04	1,68	0,91	29	66	56	-	89
0,52	0,07	2,51	0,96	33	105	76	33	132
-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,45	0,06	2,44	0,90	58	117	87	-	124
0,37	0,06	1,86	0,82	41	81	76	-	104
0,44	0,06	2,08	0,93	34	92	76	-	114
-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,38	0,05	1,96	0,92	35	83	66	18	100
0,43	-	-	-	-	-	-	-	-
0,30	-	-	-	-	-	-	-	-
0,43	-	-	-	-	-	-	-	-
0,43	-	-	-	-	-	-	-	-
0,39	0,07	1,85	1,40	25	75	42	-	75
-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,40	0,05	1,94	1,07	31	86	73	-	103
0,52	0,05	2,12	0,76	36	97	72	-	123
-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,40	0,07	1,97	1,10	46	87	76	-	110
-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,41	0,06	1,97	1,08	34	86	64	15	98
-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,53	0,06	1,58	1,11	37	89	83	-	111
0,50	0,06	1,89	1,01	36	89	82	-	115
-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	60	23	48
0,50	-	-	-	-	-	-	-	-
0,47	-	-	-	-	-	-	-	-
0,47	0,05	2,32	1,04	42	93	84	-	118
-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,53	0,06	2,76	1,48	43	102	82	20	121
-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,51	0,05	1,91	1,33	34	80	67	-	112
-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,50	0,06	2,09	1,19	38	91	76	19	102
0,48	0,05	1,91	1,39	34	88	74	-	113
-	-	-	-	-	-	70	23	78
0,52	0,05	2,24	1,45	35	90	72	-	114
0,47	0,07	1,96	1,01	42	92	78	-	117
-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,45	0,06	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,48	-	2,17	1,47	42	92	78	-	102
-	0,06	2,07	1,33	38	90	74	23	105
-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,52	0,05	1,56	1,19	20	64	65	-	89

Приложение III (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9
179,36	19	6	86-100	12,76	0,79	2,04	4,48	0,09
180,52	20	1	2-12	10,00	-	-	-	-
188,40	20	6	40-50	18,50	0,40	1,40	6,77	0,15
190,00	20	CC	-	14,00	-	-	-	-
193,56	21	3	56-59	13,78	0,46	1,84	4,21	0,10
195,05	21	4	55-68	11,00	-	-	-	-
197,98	21	6	48-61	13,19	0,44	1,88	4,30	0,09
203,36	22	3	86-88	-	-	-	2,86	0,07
213,29	23	3	129-131	10,00	-	-	-	-
217,50	23	6	100-100	9,33	0,38	1,94	4,75	0,11
218,50	23	CC	-	-	-	-	-	-
221,30	24	2	130-140	10,50	-	-	-	-
224,50	24	5	0-8	10,57	0,40	2,09	5,11	0,09
228,00	24	CC	-	10,00	-	-	-	-
242,55	26	4	55-60	0,85	0,46	1,98	4,98	0,04
250,01	27	3	1-13	10,24	0,40	2,01	8,24	0,98
257,74	28	1	124-136	24,92	0,47	1,23	5,56	0,11
257,84	28	1	134-150	19,55	0,47	1,79	4,12	0,08
Среднее				12,25	0,47	1,80	4,87	0,16
276,44	30	1	94-110	16,74	0,47	1,47	5,38	0,12
277,64	30	2	65-67	-	-	-	4,41	0,07
277,70	30	2	70-73	-	-	-	4,56	0,13
277,79	30	2	79-82	-	-	-	4,27	0,11
277,91	30	2	91-94	-	-	-	2,77	0,07
294,50	31	CC	-	21,50	-	-	-	-
298,20	32	3	70-80	10,04	0,56	3,39	4,39	0,08
298,30	32	3	80-90	10,54	0,59	2,91	3,94	0,10
299,73	32	4	73-83	8,50	-	-	-	-
300,51	32	5	1-10	14,33	0,65	3,61	4,66	0,13
307,95	33	3	95-110	12,07	0,57	2,70	3,94	0,09
318,61	35	1	111-123	13,06	0,91	3,08	4,39	0,11
319,54	35	2	54-64	8,50	-	-	-	-
320,69	35	3	19-42	8,86	1,64	13,15	3,94	0,10
323,00	35	CC	-	8,50	-	-	-	-
Среднее				12,06	0,77	4,33	4,24	0,10
324,78	36	2	28-38	12,34	1,42	2,20	4,62	0,10
326,58	36	3	58-68	11,00	-	-	-	-
333,23	37	1	73-87	7,62	0,50	2,83	4,17	0,04
343,80	38	2	30-31	-	-	0,62	16,20	0,24
344,23	38	2	73-85	11,84	0,36	1,95	4,21	0,09
351,50	38	CC	-	7,50	-	-	-	-
351,98	39	1	48-62	5,81	0,53	3,12	4,35	0,06
355,54	39	3	104-115	4,00	-	-	-	-
357,50	39	5	0-12	4,50	-	-	-	-
361,76	40	1	76-78	-	-	1,07	16,80	0,28
362,20	40	1	120-135	7,69	0,36	2,33	4,89	0,06
Среднее				8,03	0,63	2,02	7,89	0,12
Среднее по всей скважине				12,40	0,66	2,62	4,65	0,11

10	11	12	13	14	15	16	17	18
0,56	0,05	1,83	1,01	36	92	81	-	118
-	-	-	-	-	-	60	12	110
0,47	0,09	2,24	1,16	38	91	82	-	101
-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,49	0,07	1,96	1,10	36	89	77	-	107
-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,51	0,09	2,36	1,26	40	94	82	-	106
0,43	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,48	0,09	2,47	1,16	45	103	98	-	122
-	-	-	-	-	-	68	23	100
-	-	-	-	-	-	75	21	92
0,48	0,06	2,49	0,92	45	101	86	-	115
-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,52	0,06	2,41	1,45	57	118	98	24	113
0,47	0,06	2,08	1,01	45	95	71	-	117
0,46	0,07	1,83	0,89	38	85	78	-	118
0,49	0,06	2,19	1,04	43	101	98	23	126
0,49	0,07	2,13	1,11	40	94	80	21	110
0,53	0,07	1,99	1,13	36	91	78	16	100
0,52	-	-	-	-	-	-	-	-
0,56	-	-	-	-	-	-	-	-
0,57	-	-	-	-	-	-	-	-
0,45	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,49	0,06	2,26	1,19	43	99	76	15	106
0,50	0,06	2,22	1,20	44	90	60	-	116
-	-	-	-	-	-	70	18	85
0,48	0,06	2,41	1,48	40	95	96	18	126
0,47	0,06	2,14	1,47	31	80	55	-	99
0,47	0,05	2,19	1,48	36	91	92	14	117
-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,39	0,05	1,66	1,66	50	60	60	-	102
-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,49	0,06	2,12	1,37	40	87	73	16	106
0,42	0,05	1,95	1,19	48	88	80	22	72
-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,48	0,05	2,49	1,29	49	91	76	-	120
0,35	0,20	1,58	1,08	31	74	53	4	84
0,49	0,04	2,54	1,48	44	87	54	-	128
-	-	-	-	-	-	70	16	85
0,47	0,05	2,42	1,42	48	86	72	17	100
-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,35	0,17	1,54	0,93	24	73	31	< 4	56
0,50	0,06	2,90	1,31	43	97	61	15	140
0,44	0,09	2,20	1,24	41	85	62	13	98
0,45	0,06	2,08	1,15	38	88	72	17	104

Приложение III (продолжение)

Глубина скважины, м	Колонка	Секция	Горизонт, см	Содержание, 10 ⁻⁴ %				
				V	Cd	Li	Rb	Cs
1	2	3	4	19	20	21	22	23
0,60	1	1	60-68	120	<6	14	50	5,0
1,52	1	2	2-4	—	—	—	—	—
Среднее				120	<6	14	50	5,0
3,10	1	3	10-20	—	<6	15	50	6,0
6,10	1	5	10-20	—	<6	12	40	5,0
8,21	1	6	71-81	—	<6	12	35	4,5
10,12	2	1	62-67	—	<6	10	30	3,5
11,40	2	2	40-52	—	<6	12	40	4,5
13,07	2	3	57-70	—	<6	20	50	4,5
27,69	4	1	19-28	180	<6	—	—	—
29,10	4	2	10-20	—	—	—	—	—
30,68	4	3	18-31	—	<6	20	60	5,2
33,20	4	4	120-133	—	<6	16	45	4,8
38,82	5	1	82-95	—	<6	20	50	5,0
40,24	5	2	74-92	—	—	—	—	—
41,49	5	3	49-62	—	—	—	—	—
Среднее				180	<6	15	44	4,8
42,99	5	4	49-51	—	—	—	—	—
43,12	5	4	62-64	—	—	—	—	—
43,17	5	4	67-69	—	—	—	—	—
43,43	5	4	93-95	—	—	—	—	—
48,43	6	1	93-105	—	<6	—	58	—
49,35	6	2	35-45	110	—	—	—	—
52,12	6	4	12-33	—	<6	20	60	5,2
59,72	7	2	122-137	—	<6	25	70	6,5
60,78	7	3	78-86	—	—	—	—	—
61,92	7	4	42-54	—	<6	16	60	5,0
66,83	8	1	33-48	120	—	—	—	—
Среднее				115	<6	20	62	5,6
76,41	9	1	41-43	—	—	—	—	—
77,15	9	1	115-130	—	<5	25	70	5,2
88,25	10	2	125-138	—	<5	20	70	5,4
91,06	10	4	106-132	140	<5	—	—	—
95,00	10	CC	—	—	—	—	—	—
105,80	12	1	130-131	—	—	—	—	—
105,86	12	1	136-137	—	—	—	—	—
114,00	12	CC	—	—	—	—	—	—
114,00	13	1	0-14	—	<5	20	60	5,0
117,00	13	3	0-13	—	—	—	—	—
118,71	13	4	21-34	—	—	—	—	—
120,02	13	5	2-14	140	<5	25	70	6,0
123,50	13	CC	—	—	—	—	—	—
133,00	14	CC	—	—	—	—	—	—
133,30	15	1	30-45	—	<5	35	90	6,0
137,80	15	4	30-45	—	—	—	—	—
Среднее				140	<5	25	72	5,5

Содержание, 10 ⁻⁴ %							
Pb	Sn	Se	Mo	As	W	F	B
24	25	26	27	28	29	30	31
25	1,2	0,2	1,6	7	13	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
25	1,2	0,2	1,6	7	13	—	—
16	1,4	0,4	2,1	8	23	—	—
12	1,6	0,2	1,5	7	13	—	—
11	1,2	0,2	—	6	—	—	—
6	1,0	0,2	1,5	7	5	—	—
13	1,3	0,2	1,6	7	13	—	—
18	2,0	0,2	2,0	7	13	—	—
—	—	0,4	1,7	7	30	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
25	2,5	0,9	2,6	8	25	—	—
15	1,5	0,5	2,6	5	20	—	—
14,	1,8	0,2	2,0	5	30	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
14	1,6	0,3	2,0	7	19	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	0,9	4,9	8	26	—	—
—	—	—	—	—	—	610	—
14	2,5	0,7	2,2	5	13	—	—
18	2,6	0,3	2,2	6	13	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
14	2,5	1,0	3,1	6	23	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
15	2,5	0,7	3,1	6	19	610	—
—	—	—	—	—	—	—	—
14	2,0	0,4	1,6	7	16	—	—
11	1,6	0,3	1,6	6	14	—	—
—	—	—	—	—	—	410	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
15	2,0	—	1,6	6	13	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
14	2,0	0,3	2,6	7	16	450	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
12	2,3	0,3	—	7	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
13	2,0	0,3	1,8	7	15	430	—

Приложение 1 (продолжение)

1	2	3	4	19	20	21	22	23
143,79	16	1	129-145	-	<5	30	80	6,0
154,80	17	2	130-148	110	-	-	-	-
156,95	17	4	45-60	-	<5	40	80	6,0
167,06	18	4	106-125	-	<5	50	90	7,0
168,06	18	5	56-68	-	-	-	-	-
169,36	18	6	36-38	-	-	-	-	-
169,41	18	6	41-43	-	-	-	-	-
170,30	18	6	130-148	-	<5	30	60	5,2
Среднее				110	<5	38	78	6,0
173,00	19	2	50-53	-	-	-	-	-
179,08	19	5	58-70	-	<5	40	70	5,2
179,36	19	6	86-100	-	<5	50	80	7,0
180,52	20	1	2-12	150	-	-	-	-
188,40	20	6	40-50	-	<5	45	80	6,0
190,00	20	CC		-	-	-	-	-
193,56	21	3	56-69	-	<5	40	90	5,2
195,05	21	4	55-68	-	-	-	-	-
197,98	21	6	48-61	-	<5	40	90	6,0
203,36	22	3	86-88	-	-	-	-	-
213,29	23	3	129-131	-	-	-	-	-
217,50	23	6	100-110	-	<5	40	80	6,0
218,50	23	CC		120	-	-	-	-
221,30	24	2	130-140	150	-	-	-	-
224,50	24	5	0-8	-	<5	42	90	5,8
228,00	24	CC		-	-	-	-	-
242,55	26	4	55-60	160	<5	55	100	5,8
250,01	27	3	1-13	-	<5	45	100	6,0
257,74	28	1	124-136	-	<5	46	90	7,0
257,84	28	1	134-150	150	<5	46	120	7,0
Среднее				146	<5	44	90	6,1
276,44	30	1	94-110	130	<5	50	100	6,0
277,64	30	2	64-67	-	-	-	-	-
277,70	30	2	70-73	-	-	-	-	-
277,79	30	2	79-82	-	-	-	-	-
277,91	30	2	91-94	-	-	-	-	-
294,50	31	CC		-	-	-	-	-
298,20	32	3	70-80	140	<5	42	100	5,8
298,30	32	3	80-90	-	<4	40	90	5,8
299,73	32	4	73-83	150	-	-	-	-
300,51	32	5	1-10	-	<5	40	120	6,8
307,95	33	3	95-110	-	<5	50	150	7,0
318,61	35	1	111-123	120	<5	35	150	6,0
319,54	35	2	54-64	-	-	-	-	-
320,69	35	3	19-42	-	<4	18	50	4,0
323,00	35	CC		-	-	-	-	-
Среднее				135	<5	39	109	5,9
324,78	36	2	28-38	140	<4	40	100	6,6
326,58	36	3	58-68	-	-	-	-	-
333,23	37	1	73-87	-	<5	30	50	5,0
343,80	38	2	30-31	-	-	-	-	-
344,23	38	2	73-85	-	<4	40	80	6,0
351,50	38	CC		180	-	-	-	-

24	25	26	27	28	29	30	31
16	2,2	0,4	4,0	6	20	-	-
-	-	-	-	-	-	560	128
20	2,2	0,3	3,5	8	15	-	-
22	2,4	0,3	3,0	5	16	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	1,0	3,2	-	20	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
20	2,6	1,0	3,2	-	20	-	-
20	2,4	0,6	3,4	6	18	560	128
-	-	-	-	-	-	-	-
12	1,5	0,3	2,0	4	10	-	-
21	2,7	0,3	3,0	6	15	-	-
-	-	-	-	-	-	550	-
16	2,2	0,4	1,2	5	25	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
18	2,0	0,3	1,3	7	12	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
20	2,4	0,4	1,2	5	20	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
22	2,8	0,3	1,2	6	30	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	510	161
18	2,2	0,2	1,2	7	22	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
25	2,5	0,4	1,2	4	40	-	-
20	2,2	0,3	1,2	7	20	-	-
18	1,4	-	1,6	5	20	390	-
20	2,0	0,2	1,5	8	15	-	-
19	2,2	0,3	1,5	6	21	483	161
20	2,0	0,3	0,8	5	25	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
22	2,0	0,4	1,0	-	20	430	-
18	1,8	0,4	0,8	6	25	-	-
-	-	-	-	-	-	540	136
22	2,5	0,6	2,0	7-8	25	-	-
15	2,5	0,4	1,2	5	15	-	-
25	2,8	0,2	4,0	7	12	370	-
-	-	-	-	-	-	-	-
22	2,2	1,8	12,4	6	18	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
21	2,3	0,6	3,2	6	20	447	136
30	2,8	1,4	4,8	5	16	410	-
-	-	-	-	-	-	-	-
18	1,6	0,2	3,0	4	10	-	-
-	-	0,2	2,5	5	15	-	-
25	2,3	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-

Приложение III (окончание)

1	2	3	4	19	20	21	22	23
351,98	39	1	48-62	150	<4	30	60	5,0
355,54	39	3	104-115	—	—	—	—	—
357,50	39	5	0-12	—	—	—	—	—
361,76	40	1	76-78	—	—	—	—	—
362,20	40	1	120-135	170	<4	35	80	6,0
Среднее				160	<4	35	74	5,7
Среднее по всей скважине				141	<5	32	76	5,6

24	25	26	27	28	29	30	31
22	2,0	0,4	4,8	5	10	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
18	2,3	0,2	3,0	5	17	490	161
23	2,2	0,5	3,6	5	14	450	161
18	2,1	0,4	2,4	6	16	477	147

Приложение IV

Химический состав донных осадков Черного моря, скважина 380А (рейс 42Б "Гломар Челленджер")

Глубина скважины, м	Колонка	Секция	Горизонт, см	Содержание, %				
				CaCO ₃	C _{орг}	SiO ₂ ам	Fe	Mn
1	2	3	4	5	6	7	8	9
335,95	1	3	45-60	1,00	—	—	4,60	—
353,74	3	2	74-87	9,22	1,32	4,68	4,93	0,09
356,46	3	4	46-61	6,50	—	—	—	—
361,32	4	1	32-45	10,41	0,31	2,20	4,34	0,06
364,60	4	3	60-79	12,00	—	—	—	—
365,83	4	4	33-48	6,51	0,27	—	—	—
367,38	4	5	38-51	11,02	0,34	1,64	4,84	0,08
370,50	4	СС	—	7,00	—	—	—	—
370,50	5	1	0-15	7,00	—	—	—	—
375,61	5	4	61-74	11,50	0,34	1,53	4,97	0,09
380,00	5	СС	—	13,00	—	—	—	—
384,06	6	3	106-119	24,45	0,76	1,66	4,48	0,21
384,50	6	4	0-18	19,00	0,60	1,77	4,66	0,14
402,61	8	3	61-63	9,26	0,54	—	—	—
404,79	8	4	129-150	6,41	0,69	2,33	5,29	0,04
411,28	9	2	128-142	9,40	0,41	2,40	5,56	0,07
412,22	9	3	72-84	15,65	0,60	2,09	5,11	0,09
415,28	9	5	78-95	3,89	0,27	2,19	4,39	0,06
416,97	9	6	97-106	55,34	0,50	1,02	4,81	0,23
420,12	10	2	62-74	13,83	0,29	1,54	5,15	0,16
429,99	11	2	99-115	16,50	—	—	—	—
431,44	11	3	94-106	14,00	—	—	—	—
435,58	11	6	58-69	3,45	0,36	2,56	5,39	0,07
438,51	12	2	1-17	7,50	—	—	—	—
441,50	12	4	0-16	36,86	0,52	2,06	3,14	0,09
444,99	12	6	49-61	11,72	0,26	2,13	4,25	0,06
Среднее				13,17	0,49	2,13	4,74	0,10

Содержание, %								
Ti	P	K	Na	Cu	Zn	Ni	Co	Cr
10	11	12	13	14	15	16	17	18
—	—	—	—	—	—	—	40	—
0,43	0,05	2,12	1,54	62	95	74	14	113
—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,51	0,06	2,69	1,45	37	95	68	—	117
—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,46	0,06	2,56	1,22	43	84	61	—	125
—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,47	0,06	2,49	1,18	42	94	57	—	125
—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,38	0,08	1,66	1,39	46	84	57	—	102
0,43	0,07	2,16	1,54	50	94	88	—	117
—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,55	0,07	2,57	2,07	34	86	57	—	122
0,51	0,07	2,91	1,66	37	94	76	—	118
0,51	0,07	2,32	0,94	33	81	55	—	114
0,50	0,08	2,52	1,72	50	94	64	—	116
0,20	0,14	2,65	0,99	33	40	46	—	38
0,47	0,07	1,93	0,95	37	94	63	14	120
—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,50	0,04	2,57	2,17	48	120	55	—	124
—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,32	0,05	1,16	1,19	45	70	51	—	76
0,44	0,04	2,22	1,91	51	97	55	—	111
0,44	0,07	2,30	1,46	43	88	62	11	109

Приложение IV (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9
447,50	13	1	100-111	13,82	0,46	1,60	4,03	0,14
458,12	14	2	62-77	13,61	0,29	1,90	4,03	0,06
459,15	14	3	15-28	41,92	0,56	1,44	3,23	0,11
460,36	14	3	136-147	61,00	-	-	-	-
464,17	14	6	67-79	26,88	0,61	1,84	3,85	0,16
468,76	15	3	26-36	14,28	0,46	2,16	4,06	0,07
475,00	15	CC		2,3	-	-	-	-
486,56	17	2	56-70	54,70	0,48	1,74	2,60	0,08
487,11	17	2	111-123	1,75	0,50	7,49	4,56	0,04
487,64	17	3	14-29	5,00	-	-	-	-
495,94	18	2	44-59	10,50	-	-	-	-
497,33	18	3	33-48	42,05	0,39	1,44	3,67	0,20
505,00	19	2	0-16	14,12	0,52	2,37	4,43	0,03
508,00	19	4	0-16	33,48	0,68	2,37	3,75	0,20
514,89	20	2	39-51	11,02	0,60	2,62	4,85	0,08
517,50	20	4	0-13	19,00	-	-	-	-
532,00	21	CC		39,50	-	-	-	-
535,01	22	3	1-12	29,00	-	-	-	-
535,84	22	3	84-96	49,87	0,82	1,52	2,93	0,09
542,20	23	1	70-85	16,50	-	-	-	-
544,71	23	3	21-33	50,58	0,50	1,50	2,53	0,09
548,27	23	5	77-87	47,22	0,49	1,55	3,44	0,13
551,00	23	CC		36,50	-	-	-	-
562,45	25	2	45-61	39,50	0,77	1,30	4,61	0,16
563,26	25	2	126-136	6,96	0,58	2,14	5,32	0,10
563,74	25	3	24-40	0,00	0,54	-	-	-
572,21	26	2	71-87	3,79	0,60	2,35	3,05	0,09
585,50	27	5	0-8	12,00	-	-	-	-
589,00	27	CC		24,50	-	-	-	-
597,00	29	6	0-25	48,90	0,60	-	-	-
599,58	30	1	108-120	2,28	1,22	2,91	4,97	0,11
600,38	30	2	38-50	53,12	0,82	2,11	2,50	0,13
608,00	30	CC		61,00	-	-	-	-
608,40	31	1	40-55	1,46	0,57	2,24	5,90	0,10
617,50	31	CC		30,50	-	-	-	-
625,34	32	6	34,47	54,84	0,60	1,79	4,15	0,16
627,00	32	CC		37,50	-	-	-	-
639,77	34	3	27-44	37,18	1,02	2,64	3,09	0,10
Среднее				27,58	0,61	2,22	3,89	0,11
643,62	34	5	112-127	6,16	1,14	4,10	4,59	0,07
646,00	34	CC		63,50	-	-	-	-
647,25	35	1	125-140	0,00	0,90	-	-	-
649,58	35	1	58-74	2,94	1,52	3,39	5,28	0,03
651,52	35	4	102-112	1,00	-	-	-	-
657,30	36	2	30-42	1,00	-	3,90	-	-
668,00	37	3	0-12	1,00	0,67	3,42	4,49	0,04
671,02	37	5	2-14	1,00	-	-	-	-
677,50	38	3	0-16	0,43	1,34	4,66	4,70	0,11
681,12	38	5	62-75	0,46	1,10	4,72	4,79	0,05
696,48	40	2	148-149	-	-	35,50	3,65	-
698,06	40	4	6-20	1,00	-	-	-	-
699,51	40	5	1-17	0,36	0,67	6,35	4,65	0,04
700,15	40	5	65-67	0,00	0,99	-	-	-

10	11	12	13	14	15	16	17	18
0,28	0,05	-	-	-	-	-	-	-
0,48	0,05	1,88	1,15	52	96	71	-	120
0,31	0,05	2,31	1,48	39	69	40	-	67
0,45	0,05	1,89	0,89	38	97	73	-	108
0,46	0,05	2,08	1,52	59	104	57	-	94
-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,25	0,01	1,54	1,19	28	55	66	-	38
0,46	0,03	2,33	1,75	60	120	52	-	103
-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,28	0,05	1,39	1,14	35	67	40	-	60
0,40	0,06	2,03	1,22	55	80	68	-	120
0,32	0,07	-	-	-	-	-	-	-
0,45	0,06	1,96	1,19	47	72	68	-	90
-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,23	0,07	1,39	1,80	34	80	37	10	60
-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,22	0,05	2,36	0,96	31	51	43	-	50
0,23	0,06	2,16	1,01	30	57	44	-	56
-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,29	0,07	1,86	0,89	37	69	62	12	76
0,45	0,04	2,02	1,13	51	92	81	-	126
-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,34	0,04	1,64	1,32	39	77	44	-	82
-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,49	0,04	2,38	2,00	71	111	64	-	100
0,21	0,07	2,24	1,10	34	54	38	-	52
-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,49	0,04	3,04	2,37	66	116	64	-	100
-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,21	0,06	1,08	0,99	30	52	48	-	42
-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,27	0,05	1,42	1,41	35	71	55	12	80
0,34	0,05	1,95	1,32	43	79	55	11	81
0,45	0,04	2,19	2,23	62	96	64	-	100
-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,45	0,04	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,46	0,04	2,29	1,91	68	124	72	-	104
-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,47	0,03	-	-	-	-	-	-	-
0,46	0,03	2,11	1,55	68	113	78	-	115
0,12	-	2,02	1,51	68	86	69	-	104
-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,45	0,04	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	7	-

Приложение IV (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9
703,17	41	1	17-23	1,00	-	-	-	-
703,53	41	1	53-55	-	-	0,66	33,10	3,36
707,60	41	4	10-20	0,40	1,72	18,99	3,04	0,02
711,58	41	6	108-122	0,00	1,85	15,62	3,20	0,03
712,50	41	CC		1,00	-	-	-	-
714,04	42	2	4-14	1,00	-	-	-	-
717,33	42	4	33-35	48,04	0,69	1,68	16,30	1,02
Среднее				6,86	1,14	7,65	10,29	0,76
722,00	42	CC		5,00	-	6,34	-	-
722,00	43	1	0-13	0,00	3,18	14,80	4,41	0,06
725,73	43	3	73-75	2,00	-	-	-	-
726,12	43	3	112-126	9,45	2,37	13,66	4,18	0,06
733,63	44	2	63-65	14,02	1,74	-	-	-
738,80	44	5	130-140	0,00	1,22	12,91	3,67	0,05
745,12	45	3	112-125	5,09	1,40	12,53	3,50	0,06
752,55	46	2	55-57	26,00	-	-	3,40	-
753,51	46	3	1-10	30,80	1,28	7,01	3,94	0,10
760,50	47	1	50-60	10,40	1,95	8,86	4,12	0,10
769,50	47	CC		9,01	0,99	-	-	-
775,00	48	5	0-15	50,23	0,08	2,54	4,65	0,21
776,91	48	6	41-53	1,00	-	-	-	-
784,50	49	5	0-15	50,56	0,86	4,58	2,26	0,08
788,00	49	CC		35,50	-	-	-	-
789,38	50	1	138-150	-	-	-	-	-
790,80	50	2	130-140	73,27	0,53	2,32	1,52	0,09
800,96	51	3	46-60	42,00	-	-	-	-
802,34	51	4	34-50	50,11	0,38	3,73	2,08	0,06
805,01	51	6	1-12	41,00	-	-	-	-
809,00	52	2	0-12	48,39	0,32	3,47	2,68	0,09
816,21	52	6	121-123	39,53	1,23	-	2,60	-
818,51	53	2	1-15	38,05	0,36	3,42	4,45	0,10
820,48	53	3	48-64	37,50	-	-	-	-
827,16	54	1	66-78	44,51	0,40	2,80	3,38	0,07
839,55	55	3	55-57	14,76	0,84	-	-	-
840,71	55	4	21-32	0,88	0,61	3,14	4,52	0,04
845,50	55	CC		16,50	-	-	-	-
846,45	56	1	95-105	47,88	0,58	12,29	1,83	0,13
849,05	56	3	58-60	1,00	-	3,40	-	-
Среднее				25,63	1,07	7,20	3,37	0,09
855,00	57	1	0-15	32,58	0,64	2,80	3,49	0,10
857,03	57	2	53-62	23,50	-	-	-	-
Среднее				28,04	0,64	2,80	3,49	0,10
864,86	58	1	36-39	-	-	-	-	-
875,17	59	1	117-118	-	-	-	1,48	0,16
883,50	59	CC		82,50	-	-	-	-
Среднее				82,50	-	-	1,48	0,16
883,63	60	1	13-19	13,48	0,54	2,69	3,74	0,05
886,51	60	3	11-12	46,67	0,35	2,99	2,68	0,07
888,65	60	4	65-80	48,95	0,65	2,38	2,44	0,10
893,00	60	CC		4,80	-	-	-	-
904,00	62	2	0-15	34,62	0,32	1,92	3,38	0,11

10	11	12	13	14	15	16	17	18
-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,23	0,33	0,34	0,30	22	32	55	6	38
0,33	0,02	1,52	2,12	54	64	72	-	88
0,36	0,03	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,23	0,77	0,71	1,09	19	40	43	10	58
0,36	0,14	1,60	1,53	51	79	65	9	87
-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,34	0,05	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,34	0,04	1,60	1,70	55	55	62	-	95
-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,39	0,03	2,03	1,83	67	75	82	-	94
0,35	0,03	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	9	-
0,27	0,04	1,34	1,42	29	70	81	-	69
0,34	0,08	1,76	1,30	58	74	76	-	98
-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,53	0,06	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,23	0,12	1,04	1,19	30	50	44	-	50
-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,12	0,04	0,71	0,97	35	35	32	-	34
-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,22	0,08	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,24	0,05	1,06	1,16	24	37	30	-	48
-	-	-	-	-	-	-	9	-
0,23	0,04	1,13	1,05	26	53	48	-	54
-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,25	0,04	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,47	0,03	-	-	-	-	-	13	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,16	0,04	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	20	-
0,30	0,05	1,33	1,33	40	56	57	13	68
0,32	0,04	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,32	0,04	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,08	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,08	-	-	-	-	-	-	-	-
0,41	0,04	2,12	1,36	45	79	64	-	184
0,24	0,04	-	-	-	-	-	-	-
0,23	0,04	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,33	0,05	-	-	-	-	-	-	-

Приложение IV (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9
905,50	62	3	0-15	4,86	0,62	4,46	3,08	0,05
913,50	63	2	0-15	9,00	—	—	—	—
916,50	63	4	0-15	47,13	0,53	3,25	2,68	0,13
926,69	64	4	20-22	—	—	—	2,01	0,29
926,69	64	4	69-80	21,64	0,50	3,10	3,16	0,07
931,00	64	СС	—	12,00	—	—	—	—
933,02	65	2	52-56	—	—	—	2,55	0,30
934,00	65	3	0-15	6,39	0,59	3,39	3,52	0,12
950,11	67	1	11-13	50,00	—	—	—	—
Среднее				24,96	0,51	3,02	2,92	0,13
972,72	69	3	72-74	—	—	—	3,13	0,33
972,86	69	3	86-100	3,42	0,11	2,84	4,42	0,07
974,03	69	4	53-58	—	—	—	3,04	0,35
982,54	70	3	104-107	—	—	—	3,20	0,19
985,71	70	5	121-122	—	—	—	3,62	0,18
989,63	71	2	13-21	5,51	0,29	2,67	4,03	0,08
991,57	71	3	57-58	36,42	0,46	1,79	4,22	0,15
Среднее				15,12	0,29	2,45	3,66	0,19
1007,58	73	1	58-60	—	—	—	3,76	0,15
1008,55	73	2	5-18	6,62	0,30	2,53	4,25	0,07
1010,16	73	3	16-27	4,69	0,16	1,74	4,64	0,08
1018,70	74	2	70-83	3,78	0,26	2,62	4,64	0,10
Среднее				5,03	0,24	2,30	4,32	0,10
Среднее по всей скважине				20,77	0,72	3,81	4,64	0,20

10	11	12	13	14	15	16	17	18
0,41	0,04	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,25	—	—	—	—	—	—	—	—
0,14	—	—	—	—	—	—	—	—
0,39	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,12	—	—	—	—	—	—	—	—
0,44	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,30	0,04	2,12	1,36	45	79	64	—	184
0,13	—	—	—	—	—	—	—	—
0,50	—	—	—	—	—	—	—	—
0,13	—	0,46	0,39	11	32	<10	—	32
0,09	—	—	—	—	—	—	—	—
0,12	—	—	—	—	—	—	—	—
0,48	—	—	—	—	—	—	20	—
0,35	—	—	—	—	—	—	—	—
0,26	—	0,46	0,39	11	32	<10	20	32
0,07	—	—	—	—	—	—	—	—
0,50	—	—	—	—	—	—	—	—
0,49	—	—	—	—	—	—	—	—
0,47	—	—	—	—	—	—	—	—
0,38	—	—	—	—	—	—	—	—
0,34	0,06	1,90	1,40	43	77	57	11	77

Приложение IV (продолжение)

Глубина скважины, м	Колонка	Секция	Горизонт, см	Содержание, 10 ⁻⁴ %				
				Cd	Li	Rb	Cs	Pb
1	2	3	4	19	20	21	22	23
335,95	1	3	45-60	—	—	—	—	—
353,74	3	2	74-87	<4	25	60	5,0	25
356,46	3	4	46-61	—	—	—	—	—
361,32	4	1	32-45	<5	25	55	4,5	22
364,60	4	3	60-79	—	—	—	—	—
365,83	4	4	33-48	—	—	—	—	—
367,38	4	5	38-51	<4	30	70	6,0	20
370,50	4	СС	—	—	—	—	—	—
370,50	5	1	0-15	—	—	—	—	—
375,61	5	4	61-74	<4	35	60	5,0	15
380,00	5	СС	—	—	—	—	—	—
384,06	6	3	106-119	<4	20	55	5,0	10
384,50	6	4	0-18	<5	18	50	5,0	12
402,61	8	3	61-63	—	—	—	—	—
404,79	8	4	129-150	<4	18	60	4,6	15
411,28	9	2	128-142	<5	22	70	5,0	15

Содержание, 10 ⁻⁴ %						
Sn	F	B	Mo	Se	As	W
24	25	26	27	28	29	30
—	860	—	—	—	—	—
2,6	820	129	6,0	1,6	9	12
—	—	—	—	—	—	—
2,2	—	—	0,8	0,2	6	20
—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—
2,0	760	—	2,0	0,2	6	20
—	—	—	—	—	—	—
—	860	—	—	—	—	—
1,6	—	—	0,8	0,2	7	13
—	—	—	—	—	—	—
1,0	—	—	2,5	0,4	8	15
1,0	540	112	1,0	0,5	6	15
—	—	—	—	—	—	—
2,2	—	—	1,2	0,4	7	21
1,4	—	—	—	0,2	4	—

1	2	3	4	19	20	21	22	23
412,22	9	3	72-84	<5	22	90	6,0	18
415,28	9	5	78-95	<4	50	70	6,0	20
416,97	9	6	97-106	<5	14	30	3,0	4
420,12	10	2	62-74	<5	60	90	7,0	18
429,99	11	2	99-115	-	-	-	-	-
431,44	11	3	94-106	-	-	-	-	-
435,58	11	6	58-69	<4	50	80	5,0	25
438,51	12	2	1-17	-	-	-	-	-
441,50	12	4	0-16	<5	25	50	5,0	10
444,99	12	6	49-61	<4	35	55	4,5	18
Среднее				<4	30	63	5,1	16
447,50	13	1	100-111	-	45	60	5,0	16
458,12	14	2	67-77	<5	40	60	4,5	17
459,15	14	3	15-28	<4	-	-	-	-
460,36	14	3	136-147	-	25	40	3,0	10
464,17	14	6	67-79	<5	50	60	5,0	15
468,76	15	3	25-36	<4	50	60	5,0	18
475,00	15	CC	-	-	-	-	-	-
486,56	17	2	56-70	<5	18	50	4,5	6
487,11	17	2	111-123	<4	-	-	-	-
487,64	17	3	14-29	-	-	-	-	-
495,94	18	2	44-59	-	-	-	-	-
497,33	18	3	33-48	<4	30	55	5,0	14
505,00	19	2	0-16	<5	30	60	5,0	20
508,00	19	4	0-16	-	30	70	5,6	20
514,89	20	2	39-51	<5	40	70	6,0	25
517,50	20	4	0-13	-	-	-	-	-
532,00	21	CC	-	-	-	-	-	-
535,01	22	3	1-12	-	-	-	-	-
535,84	22	3	84-96	<4	30	60	6,0	10
542,20	23	1	70-85	-	-	-	-	-
544,71	23	3	21-33	<5	25	50	4,5	7
548,27	23	5	77-87	<5	28	50	4,0	6
551,00	23	CC	-	-	-	-	-	-
562,45	25	2	45-61	<5	35	60	5,2	12
563,26	25	2	126-136	<5	40	60	4,6	25
563,74	25	3	24-40	-	-	-	-	-
572,21	26	2	71-87	<4	30	60	5,2	15
585,50	27	5	0-8	-	-	-	-	-
589,00	27	CC	-	-	-	-	-	-
597,00	29	6	0-25	-	-	-	-	-
599,58	30	1	108-120	<4	50	80	6,0	28
600,38	30	2	38-50	<5	25	50	4,0	5
608,00	30	CC	-	-	-	-	-	-
608,40	31	1	40-55	<4	50	70	5,0	28
617,50	31	CC	-	-	-	-	-	-
625,34	32	6	34,47	<4	20	45	4,0	5
627,00	32	CC	-	-	-	-	-	-
639,77	34	3	27-44	<4	25	70	6,0	10
Среднее				<4	34	59	4,9	15
643,62	34	5	112-127	<4	40	100	7,0	22
646,00	34	CC	-	-	-	-	-	-

24	25	26	27	28	29	30
2,0	-	-	0,8	0,4	6	15
2,0	-	-	0,8	0,3	5	10
-	770	-	1,6	0,7	7	10
2,2	-	-	0,8	0,2	5	20
-	720	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-
2,4	-	-	0,8	0,5	4	15
-	-	-	-	-	-	-
1,0	370	78	2,5	0,2	5	10
1,3	-	-	0,8	0,3	5	13
1,8	712	106	1,6	0,4	6	15
1,8	-	-	0,8	0,4	4	15
1,3	-	-	0,8	0,4	5	20
-	-	-	1,0	0,4	5	10
1,0	490	-	-	-	-	-
1,4	-	-	1,2	0,4	7	15
2,0	550	-	2,5	0,3	6	10
-	-	-	-	-	-	-
1,0	-	-	1,6	0,5	6	13
-	-	-	2,0	0,5	5-6	15
-	730	-	-	-	-	-
-	500	115	-	-	-	-
1,2	-	-	0,8	0,5	6	13
1,6	-	-	0,8	0,5	4	15
1,6	-	-	1,0	0,7	5	13
2,0	-	-	2,0	0,9	4-3	8
-	850	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-
-	820	-	-	-	-	-
1,0	-	-	2,8	1,6	6	13
-	820	-	-	-	-	-
1,0	-	-	2,0	0,3	4	10
1,0	-	-	2,0	0,2	6	10
-	-	-	-	-	-	-
1,2	-	-	2,1	1,2	5	18
2,7	-	-	6,0	1,8	10	17
-	-	-	-	-	-	-
1,2	310	112	1,0	0,4	4	17
-	-	-	-	-	-	-
-	650	73	-	-	-	-
2,8	-	-	4,0	2,2	7-8	20
1,0	-	-	2,0	1,0	6	12
-	720	-	-	-	-	-
2,5	-	-	2,0	0,9	6-7	26
-	-	-	-	-	-	-
1,0	670	-	2,5	0,3	5	8
-	-	-	-	-	-	-
1,2	800	-	2,5	0,9	6	20
1,5	659	100	2,0	0,7	6	14
2,3	-	-	4,0	1,1	5	20
-	770	-	-	-	-	-

Приложение IV (продолжение)

1	2	3	4	19	20	21	22	23
647,25	35	1	125-140	-	-	-	-	-
649,58	35	3	58-74	-	-	-	-	-
651,52	35	4	102-112	-	-	-	-	-
657,30	36	2	30-42	-	-	-	-	-
668,00	37	3	0-12	<4	50	120	7,0	21
671,02	37	5	2-14	-	-	-	-	-
677,50	38	3	0-16	-	-	-	-	-
681,12	38	5	62-75	4	40	90	6,0	22
696,48	40	2	148-149	<4	40	70	5,0	18
698,06	40	4	6-20	-	-	-	-	-
699,51	40	5	1-17	-	-	-	-	-
700,15	40	5	65-67	-	-	-	-	-
703,17	41	1	17-23	-	-	-	-	-
703,53	41	1	53-55	10	-	-	-	-
707,60	41	4	10-20	<4	22	40	3,0	14
711,58	41	6	108-122	-	25	60	4,0	20
712,50	41	CC	-	-	-	-	-	-
714,04	42	2	4-14	-	-	-	-	-
717,33	42	4	33-35	<4	-	-	-	-
Среднее				5	36	80	5,0	19
722,00	42	CC	-	-	-	-	-	-
722,00	43	1	0-13	-	40	120	4,5	18
725,73	43	3	73-75	-	-	-	-	-
726,12	43	3	112-126	<4	28	70	5,0	15
733,63	44	22	63-65	-	-	-	-	-
738,80	44	5	130-140	<4	22	55	4,0	25
745,12	45	3	112-125	-	30	60	4,5	30
752,55	46	2	55-57	-	-	-	-	-
753,51	46	3	1-10	<4	20	50	4,5	20
760,50	47	1	50-60	<4	22	45	4,0	20
769,50	47	CC	-	-	-	-	-	-
775,00	48	5	0-15	-	18	40	3,0	6
776,91	48	6	41-53	-	-	-	-	-
784,50	49	5	0-15	<4	20	70	6,0	5
788,00	49	CC	-	-	-	-	-	-
789,38	50	1	138-150	-	-	-	-	-
790,80	50	2	130-140	<4	10	30	2,5	3
800,96	51	3	46-60	-	-	-	-	-
802,34	51	4	34-50	-	16	40	4,0	5
805,01	51	6	1-12	-	-	-	-	-
809,00	52	2	0-12	<4	25	80	6,0	5
816,21	52	6	121-123	-	-	-	-	-
818,51	53	2	1-15	<4	14	50	4,0	6
820,48	53	3	48-64	-	-	-	-	-
827,16	54	1	66-78	-	15	60	4,5	6
839,55	55	3	55-57	-	-	-	-	-
840,71	55	4	21-32	-	-	-	-	-
845,50	55	CC	-	-	-	-	-	-
846,45	56	1	95-105	-	15	30	2,8	4
849,05	56	3	58-60	-	-	-	-	-
Среднее				<4	21	57	4,2	12

24	25	26	27	28	29	30
-	-	-	-	-	-	-
-	850	82	4,0	1,5	6	20
-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-
2,4	770	-	2,0	0,3	4	15
-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	4,0	1,4	4	27
2,4	-	-	3,5	0,4	4	25
2,0	-	-	-	-	-	-
-	820	-	-	-	-	-
-	-	-	1,0	0,8	-	20
-	-	-	-	-	-	-
-	440	191	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-
1,5	-	-	1,6	1,6	3	17
2,0	-	-	4,0	0,5	4	10
-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-
2,1	730	136	3,1	0,9	4	19
-	460	-	-	-	-	-
2,0	-	-	6,0	1,9	7	17
-	-	-	-	-	-	-
1,8	-	-	4,5	1,5	6	10
-	-	-	-	-	-	-
2,5	-	-	2,5	0,8	5	15
2,0	450	-	4,0	1,2	6	15
-	-	-	-	-	-	-
1,2	-	-	3,0	1,8	8	15
2,3	340	185	4,5	1,1	5	17
-	-	-	-	-	-	-
1,0	-	-	2,5	1,0	6	10
-	-	-	-	-	-	-
1,0	-	-	2,5	0,6	7	10
-	-	-	-	-	-	-
-	180	66	-	-	-	-
-	-	-	2,5	0,3	5	5
-	-	-	-	-	-	-
1,0	-	-	2,5	0,5	5	8
-	-	-	-	-	-	-
1,0	-	-	2,5	0,6	5	7
-	-	-	-	-	-	-
1,0	-	-	2,5	0,5	6	10
-	80	106	-	-	-	-
1,0	-	-	2,5	0,6	6	7
-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	6,5-8,0	1,5	6	17
-	-	-	-	-	-	-
-	520	123	2,5	1,5	5	10
-	-	-	-	-	-	-
1,5	338	120	3,4	1,0	6	12

Приложение IV (окончание)

1	2	3	4	19	20	21	22	23
855,00	57	1	0-15	-	-	-	-	-
857,03	57	2	53-62	-	-	-	-	-
Среднее				-	-	-	-	-
864,86	58	1	36-39	-	-	-	-	-
875,17	59	1	117-118	-	-	-	-	-
883,50	59	CC		-	-	-	-	-
Среднее				-	-	-	-	-
883,63	60	1	13-19	<4	40	100	6,0	25
886,51	60	3	11-12	-	28	100	6,6	7
888,65	60	4	65-80	-	30	100	6,0	6
893,00	60	CC		-	-	-	-	-
904,00	62	2	0-15	-	50	90	5,0	12
905,50	62	3	0-15	-	25	50	4,0	30
913,50	63	2	0-15	-	-	-	-	-
916,50	63	4	0-15	-	20	50	4,0	10
926,69	64	4	20-22	-	-	-	-	-
926,69	64	4	69-80	-	30	80	5,0	20
931,00	64	CC		-	-	-	-	-
933,02	65	2	52-56	-	-	-	-	-
934,00	65	3	0-15	-	30	100	6,0	40
950,11	67	1	11-13	-	-	-	-	-
Среднее				<4	32	84	5,3	19
972,72	69	3	72-74	-	-	-	-	-
972,86	69	3	86-100	-	30	100	6,0	18
974,03	69	4	53-58	<4	-	-	-	-
982,54	70	3	104-107	-	-	-	-	-
985,71	70	5	121-122	-	-	-	-	-
989,63	71	2	13-21	-	35	100	5,6	12
991,57	71	3	57-68	-	18	60	3,6	12
Среднее				<4	28	87	5,1	14
1007,58	72	1	58-60	-	-	-	-	-
1008,55	73	2	5-18	-	20	80	5,0	25
1010,16	73	3	16-27	-	22	80	5,0	25
1018,70	74	2	70-83	-	18	70	4,0	23
Среднее				-	20	77	4,7	24
Среднее по всей скважине				<4	30	66	4,9	16

24	25	26	27	28	29	30
-	-	-	1,8	0,9	6	10
-	550	-	-	-	-	-
-	550	-	1,8	0,9	6	10
-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-
1,8	-	-	2,5	0,5	6	10
1,0	-	-	2,0	0,9	6	10
1,0	-	-	2,5	-	6	10
-	-	-	-	-	-	-
1,2	430	223	2,0	0,8	5	10
3,0	-	-	2,5	1,0	6	13
-	-	-	-	-	-	-
1,2	-	-	2,0	0,6	6	8
-	-	-	-	-	-	-
1,8	-	-	2,0	0,5	7	10
-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-
4,0	-	-	1,6	0,9	6	14
-	-	-	-	-	-	-
1,9	430	223	2,1	0,7	6	11
-	-	-	-	-	-	-
2,0	610	-	6,5	0,9	6	23
-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-
1,3	530	157	1,5	0,8	6	13
1,3	-	-	4,0	2,2	7	7
1,5	570	157	4,0	1,3	6	14
-	-	-	-	-	-	-
2,5	-	-	1,1	1,0	4	16
2,5	-	-	1,0	0,6	5	10
2,0	-	-	1,0	0,5	5-6	13
2,3	-	-	1,0	0,7	5	13
1,7	616	125	2,4	0,8	6	14

Приложение V

Химический состав донных осадков скважины 381 (Лег 42Б "Гломар Челленджер")

Глубина скважины, м	Колонка	Секция	Горизонт, см	Содержание, %				
				CaCO ₃	Cорг	SiO ₂ ам	Fe	Mn
1	2	3	4	5	6	7	8	9
3,00	1	3	0-20	0,00	0,53	2,45		0,06
12,24	2	2	124-144	5,50	—	—	5,55	—
20,20	3	1	120-145	9,00	—	—	—	—
21,05	3	2	55-75	10,70	0,42	1,60	6,28	0,13
31,15	4	2	115-140	7,45	0,45	1,90	4,80	0,08
40,70	5	2	120-140	9,50	—	—	—	—
42,15	5	3	115-135	8,88	0,67	2,18	5,86	0,07
49,85	6	2	85-100	6,50	—	—	—	—
51,50	6	3	100-125	9,26	0,24	—	—	—
53,50	6	5	0-15	12,00	—	—	—	—
61,25	7	3	125-150	6,50	—	—	6,30	0,05
62,75	7	4	125-145	6,26	0,40	1,94	5,30	0,07
77,76	8	3	126-140	26,86	0,79	1,82	3,89	0,11
72,90	8	5	40-63	20,77	0,79	1,98	4,50	0,08
76,35	9	1	35-55	10,26	0,39	—	—	—
81,85	9	4	135-150	11,31	0,38	1,94	4,68	0,05
82,50	9	5	50-58	—	—	1,68	—	—
84,20	9	6	70-90	2,30	0,50	1,98	5,39	0,05
85,50	9	CC	—	5,50	—	—	—	—
86,75	10	1	125-150	5,50	—	—	—	—
91,15	10	4	115-150	5,50	0,93	—	—	—
94,25	10	6	125-150	7,00	—	—	—	—
96,50	11	2	0-15	10,42	0,16	2,00	4,38	0,07
97,80	11	2	130-150	7,50	—	—	—	—
105,70	12	1	120-150	18,50	—	—	—	—
106,15	12	2	15-16	—	—	1,36	2,46	0,17
114,00	12	CC	—	10,00	—	—	—	—
117,90	13	3	90-105	19,74	0,29	1,68	3,85	0,04
123,50	14	1	0-15	34,00	—	—	—	—
126,50	14	3	0-20	27,94	0,29	—	3,65	0,04
140,35	15	5	135-150	21,48	0,52	4,37	5,06	0,09
147,00	16	4	0-20	10,26	0,27	—	—	—
148,50	16	5	0-20	30,13	0,40	5,41	3,60	0,04
150,00	16	6	0-20	27,50	—	—	—	—
156,35	17	3	135-150	5,11	0,42	5,07	4,52	0,03
160,80	17	6	130-150	36,50	—	—	—	—
Среднее				13,11	0,47	2,46	4,71	0,07
168,00	18	2	0-15	20,49	0,18	4,18	1,88	0,12
171,00	19	1	0-15	56,78	0,36	4,74	9,66	0,22
Среднее				38,64	0,27	4,46	5,77	0,16
173,42	19	2	92-102	0,00	0,62	9,22	4,97	0,02
177,86	19	5	86-88	15,71	0,76	13,71	4,30	0,04
178,57	19	6	7-24	2,00	—	—	—	—
195,40	22	1	40-55	0,00	0,81	12,82	5,06	0,03
198,40	22	3	40-55	0,00	1,08	13,86	5,46	0,03
204,10	23	4	10-25	0,00	0,96	—	—	—

Содержание, 10 ⁻⁴ %											
Ti	P	Ni	Co	Cr	V	Li	Rb	Cs	Pb	Sn	F
10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
0,43	—	—	—	—	—	12	60	3,0	20	1,8	—
—	—	64	16	80	110	—	—	—	—	—	450
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,43	0,09	75	6	116	—	16	70	4,8	16	1,6	—
0,47	—	—	—	—	—	20	70	4,5	10	1,4	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,47	—	80	18	75	160	20	90	5,0	13	1,6	430
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,40	—	68	19	41	150	—	—	—	—	—	540
0,51	—	—	—	—	—	30	120	7,0	12	1,0	—
0,40	—	—	—	—	—	22	90	6,6	10	1,0	—
0,43	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,51	—	—	—	—	—	35	90	6,0	12	1,0	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,51	—	—	—	—	—	50	120	8,0	20	1,8	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	65	14	120	180	—	—	—	—	—	520
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,49	—	80	18	77	160	—	—	—	—	—	370
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,14	—	—	4	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,42	—	—	—	—	—	35	90	7,0	8	1,0	—
—	—	56	13	48	110	—	—	—	—	—	320
0,36	—	—	—	—	—	40	80	7,0	10	1,0	—
0,38	—	—	—	—	—	50	120	8,0	13	1,3	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,36	—	63	14	110	150	50	100	9,0	8	1,0	320
—	—	—	14	—	—	—	—	—	—	—	—
0,47	—	—	—	—	—	60	120	8,5	12	1,3	—
—	—	50	9	47	120	—	—	—	—	—	490
0,42	0,09	67	13	79	142	34	94	6,5	13	1,3	430
0,03	—	—	—	—	—	25	70	6,0	10	1,0	—
0,28	0,24	45	6	52	—	30	60	6,4	3	—	500
0,15	0,24	45	6	52	—	28	65	6,2	7	1,0	500
0,51	—	100	24	170	250	90	120	9,0	22	2,1	660
0,42	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,44	—	—	—	—	—	70	130	9	30	2,8	—
0,44	0,05	100	24	170	200	70	180	10,0	22	2,6	700
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Приложение V (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9
204,92	23	4	92-94	42,25	0,72	12,75	19,55	1,84
209,48	24	1	48-63	0,00	0,78	-	5,01	0,02
220,40	25	2	40-55	0,00	1,06	3,84	4,90	0,03
223,50	25	4	50-65	0,00	1,05	-	-	-
224,76	25	5	26-40	1,00	-	-	-	-
231,40	26	3	40-50	0,00	0,65	9,22	4,34	0,03
234,55	26	5	55-70	1,00	-	-	-	-
239,50	27	2	50-65	0,00	1,48	13,87	4,07	0,01
240,50	27	3	0-15	1,00	-	-	-	-
241,27	27	3	77-79	-	-	0,40	35,00	5,43
250,70	28	3	70-85	0,00	1,36	12,82	4,05	0,02
252,05	28	4	55-70	1,00	-	-	-	-
257,34	29	1	84-100	23,50	-	-	-	-
257,50	29	2	0-15	8,58	1,13	12,67	3,52	0,03
260,05	29	3	55-65	19,01	0,90	-	-	-
261,00	29	4	0-15	20,50	-	-	-	-
262,54	29	5	4-6	-	-	10,24	-	-
263,60	29	5	110-125	17,26	1,20	-	-	-
266,00	29	CC	-	25,50	-	-	-	-
269,15	30	3	15-21	20,99	1,70	9,55	3,15	0,05
270,00	31	2	100-115	31,50	-	-	-	-
Среднее				9,23	1,02	10,38	7,95	0,58
285,31	32	1	31-44	10,56	1,64	-	3,57	0,03
285,81	32	1	81-94	59,09	0,97	3,84	2,00	0,08
286,30	32	1	130-132	42,44	0,82	-	3,80	0,19
287,62	32	2	112-114	56,86	0,98	-	1,99	0,11
287,65	32	2	115-117	68,54	1,01	-	1,41	0,14
289,94	32	4	44-46	34,00	-	-	-	-
290,60	32	4	110-112	50,78	0,48	-	-	-
295,70	33	1	120-122	1,85	1,36	-	2,21	0,02
295,73	33	1	123-125	14,10	1,49	-	3,40	0,03
295,76	33	1	126-128	10,94	1,08	-	3,27	0,02
298,70	33	4	120-135	40,04	1,05	-	-	-
304,00	33	CC	-	6,00	-	-	-	-
304,05	34	1	5-7	33,74	0,86	-	3,00	0,06
304,08	34	1	8-10	46,54	0,77	-	2,15	0,04
307,10	34	3	10-20	61,90	1,19	2,24	1,58	0,05
310,23	34	3	23-33	72,05	0,78	-	-	-
313,50	34	CC	-	90,50	-	-	-	-
314,60	35	1	110-120	0,00	1,22	7,52	4,70	0,06
315,60	35	2	60-70	17,24	1,24	3,55	4,18	0,05
Среднее				34,59	1,06	4,29	2,87	0,07
324,94	36	2	44-46	0,00	5,88	-	4,29	0,06
326,70	36	3	70-84	2,00	-	-	-	-
333,26	37	1	76-78	18,90	6,56	-	3,49	0,07
333,40	37	1	90-92	37,28	3,88	-	2,42	0,06
333,84	37	1	134-136	61,99	1,29	-	1,56	0,03
333,96	37	1	146-148	29,66	1,70	-	2,28	0,05
334,12	37	2	12-14	81,84	0,58	-	0,65	0,02
334,30	37	2	30-40	9,36	3,07	8,27	3,78	0,06
335,05	37	2	105-107	18,26	0,15	-	-	-
339,06	37	5	56-58	78,17	1,63	-	1,25	0,02

	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
0,28	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,46	-	-	12	-	-	60	180	10,0	25	2,3	-	-
0,48	0,04	130	24	130	120	80	180	10,0	20	1,6	760	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,43	-	100	23	170	200	55	120	7,6	18	1,9	650	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,40	-	-	19	-	-	50	120	8,0	16	1,6	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,08	-	17	8	14	-	-	-	-	-	-	-	-
0,38	0,03	150	29	160	180	40	90	7,0	17	1,4	700	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,30	0,05	80	18	83	140	25	60	5,0	20	2,0	550	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,31	0,06	57	-	85	-	28	120	6,5	12	1,6	-	-
-	-	31	9	62	120	-	-	-	-	-	-	-
0,38	0,05	85	19	116	173	57	130	8,2	20	2,0	670	-
0,33	-	-	-	-	-	35	120	6,6	15	1,6	-	-
0,17	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,23	-	-	-	-	-	20	60	5,0	3	-	-	-
0,17	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,12	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,25	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,38	-	-	-	-	-	20	-	-	-	-	-	-
0,33	-	-	-	-	-	20	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,30	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,46	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,16	0,05	18	5	25	65	-	30	-	-	-	220	-
-	-	-	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,45	-	-	-	-	-	50	120	8,0	13	1,8	-	-
0,43	0,04	80	23	97	180	50	180	9,0	14	1,6	600	-
0,29	0,04	49	10	61	122	39	102	7,1	11	1,7	410	-
0,38	-	-	26	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,34	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,25	-	-	6	-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,17	-	-	8	-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,22	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,07	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,43	0,07	80	22	87	160	40	150	8,0	15	1,0	600	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,07	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Приложение V (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9
339,48	37	5	98-110	8,69	6,27	5,76	3,80	0,07
342,00	37	CC		4,00	-	-	-	-
Среднее				29,18	3,10	7,02	2,61	0,05
351,92	39	1	42-44	-	-	-	1,39	0,13
380,40	42	1	90-100	28,76	0,12	-	0,98	0,03
381,40	42	1	140-145	5,30	0,69	-	4,56	0,07
408,50	44	CC		-	-	-	1,21	0,04
427,50	46	CC		-	-	-	1,07	0,03
Среднее				17,03	0,41	-	1,84	0,06
438,55	48	2	5-17	1,00	-	-	-	-
440,55	48	3	55-57	1,21	0,71	-	5,32	0,12
441,50	48	4	0-10	0,00	0,84	-	-	-
442,38	48	4	88-90	1,00	-	-	-	-
444,20	48	5	120-130	0,00	0,85	2,02	3,56	0,06
445,60	48	5	110-120	0,77	1,12	1,98	5,10	0,05
446,70	49	1	20-34	1,00	-	-	-	-
450,58	49	3	108-120	1,00	-	-	-	-
451,50	49	4	50-65	0,75	0,69	-	-	-
454,30	49	6	30-42	1,00	-	-	-	-
Среднее				0,77	0,84	2,00	4,66	0,08
468,56	51	3	6-8	0,89	2,71	-	4,21	0,05
468,64	51	3	14-16	6,97	0,58	-	4,63	0,08
468,80	51	3	30-32	1,50	0,94	-	4,16	0,05
470,50	51	5	0-12	1,00	0,62	1,54	4,38	0,05
473,73	51	6	73-88	1,75	0,55	1,81	4,47	0,05
Среднее				2,42	1,08	1,68	4,37	0,06
477,12	52	2	62-63	43,96	0,47	-	20,70	0,35
477,15	52	2	65-67	3,24	0,43	-	5,01	0,07
486,19	53	2	19-29	6,50	-	-	-	-
488,75	53	2	125-135	1,80	1,35	1,87	4,38	0,05
499,55	54	2	5-16	1,00	-	-	-	-
497,26	54	3	26-38	2,50	0,87	-	-	-
498,53	54	4	3-13	1,55	1,49	2,21	4,38	0,05
502,73	54	6	123-125	1,00	-	-	3,35	0,04
Среднее				7,69	0,92	2,05	7,56	0,11
Среднее для всей скважины				16,04	1,11	5,25	4,70	0,17

	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
	0,43	-	-	-	-	-	45	200	10,0	20	1,7	-
	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	0,26	0,07	80	15	87	160	43	175	9,0	18	1,4	600
	0,08	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	0,13	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	0,46	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	0,17	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	0,18	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	0,20	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	-	-	110	28	150	150	-	-	-	-	-	640
	0,53	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	-	-	-	12	-	-	-	-	-	-	-	-
	0,60	-	-	-	-	-	70	200	12,0	25	2,5	-
	0,55	-	-	-	-	-	60	150	9,0	24	2,3	-
	-	-	160	30	180	180	-	-	-	-	-	330
	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	0,56	-	135	23	165	165	65	175	11,0	25	2,4	485
	0,52	-	-	8	-	-	-	-	-	-	-	-
	0,49	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	0,52	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	0,55	-	-	-	-	-	60	200	12,0	30	2,5	-
	0,60	-	130	22	130	140	56	180	10,0	25	2,2	580
	0,54	-	130	15	130	140	58	190	11,0	28	2,4	580
	0,31	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	0,55	-	-	21	-	-	-	-	-	-	-	-
	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	0,55	-	-	-	-	-	45	180	10,0	22	2,4	-
	-	-	180	27	210	160	-	-	-	-	-	550
	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	0,55	0,06	90	-	134	-	45	180	10,0	22	1,8	-
	0,38	-	100	21	125	-	-	-	-	-	-	-
	0,47	0,06	123	23	156	160	45	180	10,0	22	2,1	550
	0,36	0,07	84	16	105	154	44	121	7,8	16	1,7	522

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
ЛИТОЛОГИЯ И СТРАТИГРАФИЯ ОСАДКОВ	6
1. Литологическая характеристика позднечетвертичных осадков	6
2. Литологическая характеристика осадков скважин	14
3. Стратиграфия отложений	42
ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСАДКОВ	43
1. Голоценовые осадки	43
2. Осадки скважин	51
ГЕОХИМИЯ ОТДЕЛЬНЫХ МАКРОКОМПОНЕНТОВ И ЭЛЕМЕНТОВ	93
1. Карбонаты	93
2. Аморфный кремнезем	102
3. Органический углерод	103
4. SiO ₂ вал и Al ₂ O ₃	109
5. Группа железа (Fe, Mn, Ni, Co)	111
6. Медь, цинк, свинец	122
7. Группа элементов-гидролизатов (Ti, Sn, Hf, Ta, Th) и Cr, V, W	125
8. О распределении Ni, Co, Cr, V во фракции < 0,001 мм	131
9. Щелочные металлы (K, Na, Li, Rb, Cs)	136
10. Фосфор, фтор, бор	138
11. Mo, Se, As и W в миоцен-плейстоценовых осадках	150
12. Редкоземельные элементы (La, Ge, Eu) и Sc	154
13. Другие элементы (Cd, Zr, Ba, Sr, Y, Br, I, Ge, Ag, Be)	156
ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ФОРМИРОВАНИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ ОСАДКОВ И ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ЧЕРНОГО МОРЯ	157
1. Черты образования кремнистых и сапропелевидных прослоев	157
2. Общие черты накопления химических элементов	159
3. Черты геохимии Mo, Se, As и W	165
4. О значении питающих провинций в формировании химического состава осадков	171
5. Сероводородное заражение вод и палеореконструкции	173
6. Вопросы образования марганцовистых и железистых осадков	175
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	178
ЛИТЕРАТУРА	184
ПРИЛОЖЕНИЯ	190

ГЕОХИМИЯ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЧЕРНОГО МОРЯ

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

Редактор Л.М. Бекасова
Художественный редактор М.В. Версоцкая
Технический редактор А.Л. Шелудченко
Корректоры В.Н. Пчелкина, З.Д. Алексеева

ИБ № 24168

Подписано к печати 21.05.82. Т-07482
Формат 60x90 1/16. Бумага офсетная № 1
Печать офсетная. Усл.печ.л. 15,3 + 0,6 вкл. Усл. кр.-отт. 16,0
Уч.-изд. л. 20,3. Тираж 750 экз. Тип. зак. 1295. Цена 3р. 10к.

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

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"

ГОТОВИТСЯ К ПЕЧАТИ КНИГА

В.И. Вернадский. Очерки геохимии. 1982.

Классический труд В.И. Вернадского является важным пособием для понимания основ геохимии и истории ее развития. В настоящее время книга особенно актуальна в связи с новыми идеями космохимии и вопросами теории охраны биосферы, которые привлекают внимание всего человечества.

Книга будет нужна не только студентам, геохимикам, геологам, но и лицам, занимающимся историей и методологией науки.

Книги можно предварительно заказать в магазинах Центральной конторы "Академкнига", в местных магазинах книготоргов или потребительской кооперации без ограничений.

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу: 117192 Москва В-192, Мичуринский проспект, 12, магазин "Книга — почтой" Центральной конторы "Академкнига"; 197110 Ленинград П-110, Петрозаводская ул., 7, магазин "Книга — почтой" Северо-Западной конторы "Академкнига" или в ближайший магазин "Академкнига", имеющий отдел "Книга — почтой".

480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97 ("Книга — почтой"); 370005 Баку, ул. Джапаридзе, 13; 320005 Днепропетровск, проспект Гагарина, 24 ("Книга — почтой"); 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95 ("Книга — почтой"); 335009 Ереван, ул. Туманяна, 31; 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289; 252030 Киев, ул. Ленина, 42; 252030 Киев, ул. Пирогова, 2; 252142 Киев, проспект Вернадского, 79; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4 ("Книга — почтой"); 277001 Кишинев, ул. Пирогова, 28 ("Книга — почтой"); 3433900 Краматорск Донецкой обл., ул. Марата, 1; 660049 Красноярск, проспект Мира, 84; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2 ("Книга — почтой"); 192104 Ленинград, Д-120, Литейный проспект, 57; 199164 Ленинград, Таможенный пер., 2; 196034 Ленинград, В/О, 9 линия, 16; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72 ("Книга — почтой"); 103009 Москва, ул. Горького, 8; 117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7; 630076 Новосибирск, Красный проспект, 51; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22 ("Книга — почтой"); 142292 Пушкино Московской обл., МР "В", 1; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137 ("Книга — почтой"); 700029 Ташкент, ул. Ленина, 73; 700100 Ташкент, ул. Шота Руставели, 43; 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6 ("Книга — почтой"); 634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18; 450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10 ("Книга — почтой"); 450025 Уфа, ул. Коммунистическая, 49; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42 ("Книга — почтой"); 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87 ("Книга — почтой").

"АКАДЕМКНИГА"