МОСКОВСКИЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА, ОРДЕНА ОКТЯБРЬСКОЙ РЕВОЛЮЦИИ И ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ им.М.В.ЛОМОНОСОВА

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

Кафедра динамической геологии

СТАРОВОЙТОВ Анатолий Васильевич

УДК 551.352:550.834.05(262.5)

СТРУКТУРА ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И ГРАВИТАЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ НА КОНТИНЕНТАЛЬНОМ СКЛОНЕ И ПОДНОЖИИ В ЧЕРНОМ МОРЕ

Специальность 04.00.01 – общая и региональная геология

Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук

Научные руководители:

доктор физико-математических наук, профессор А.В.Калинин

кандидат геолого-минералогических наук, доцент П.Н.Куприн

Москва 1985 г.

С О Д Е Р Ж А Н И Е

Стр.

ВВЕДЕНИЕ 4

ГЛАВА I. СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О СТРУКТУРЕ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА НА КОНТИНЕНТАЛЬНОМ СКЛОНЕ И ПОДНОЖИИ 9

§ I.I. Краткий очерк истории изучения склоновых отложений в древних осадочных бассейнах 9

§ I.2. Изучение структуры осадочного чехла на континентальном склоне и его подножии в современных осадочных бассейнах I8

§ I.3. Основные типы гравитационных структур 33

ГЛАВА 2. АППАРАТУРА, МЕТОДИКА И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКОГО ПРОФИЛИРОВАНИЯ НА КОНТИНЕНТАЛЬНОМ СКЛОНЕ И ПОДНОЖИИ 42

ГЛАВА 3. СТРОЕНИЕ ПЛЕЙСТОЦЕН - ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО СКЛОНА И ЕГО ПОДНОЖИЯ В КРЫМСКОМ СЕКТОРЕ 53

§ 3.I. Основные черты рельефа континентальной окраины к югу от Крыма 53

§ 3.2. Сопоставление данных сейсмопрофилирования с разрезом скв. DSDP 379A 57

§ 3.3. Нижнеплейстоценовые отложения 62

§ 3.4. Нижнеплейстоценовые-среднеплейстоценовые отложения 69

§ 3.5. Среднеплейстоценовые-голоценовые отложения . . 79

ГЛАВА 4. СТРОЕНИЕ НЕОГЕН - ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО СКЛОНА И ЕГО ПОДНОЖИЯ В БОЛГАРСКОМ СЕКТОРЕ 85

Стр.

§ 4.I. Основные черты рельефа континентальной окраины в Болгарском секторе 85

§ 4.2. Стратиграфическое расчленение сейсмоакустических разрезов в Болгарском секторе 90

§ 4.3. Верхнемиоценовые-эоплейстоценовые отложения . . . 97

§ 4.4. Нижнеплейстоценовые-среднеплейстоценовые отложения I06

§ 4.5. Среднеплейстоценовые-голоценовые отложения . . . II8

ГЛАВА 5. ФОРМИРОВАНИЕ СТРУКТУРЫ ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА КОНТИНЕНТАЛЬНОМ СКЛОНЕ И ПОДНОЖИИ I30

§ 5.I. Основные черты структуры плиоцен-четвертичных отложений шельфа и ложа в Болгарском и Крымском секторах I30

§ 5.2. Основные этапы формирования структуры верхней части осадочного чехла на континентальном склоне и подножии I40

§ 5.3. Влияние колебаний уровня моря и тектоники на формирование структуры плиоцен-четвертичных отложений I58

ЗАКЛЮЧЕНИЕ I67

ЛИТЕРАТУРА I70

В В Е Д Е Н И Е

Глубоководная Черноморская впадина в настоящее время является одной из наиболее изученных акваторий Мирового океана, однако, несмотря на большой объем геолого-геофизических материалов, полученных здесь за последние годы, целенаправленного изучения структуры осадочного чехла на континентальном склоне и его подножии практически не проводилось. Структура отложений континентального склона рассматривалась попутно с изучением шельфовых областей или самой глубоководной впадины.

Анализ опубликованных данных по другим континентальным склонам показывает, что количество работ, посвященных строению осадочного чехла в этих зонах, за последние годы значительно увеличилось. Это связано с тем, что перспективы шельфовых областей с точки зрения нефтегазоносности и других полезных ископаемых изучены в настоящее время достаточно хорошо и первоочередным объектом для дальнейшего проведения поисково-разведочных работ становится континентальный склон и его подножие. Эти зоны характеризуются высокими скоростями седиментации и накоплением большого количества органического вещества, выносимого с суши. Формирование осадочного чехла сопровождается здесь широкомасштабными проявлениями литодинамических процессов, которые создают благоприятные условия для образования ловушек нефти и газа неструктурного типа. В связи с этим большое практическое значение приобретает изучение особенностей строения осадочного чехла, обусловленных гравитационными процессами.

С другой стороны, при проведении различного вида работ в пределах континентального склона и внешнего края шельфа, необходимо учитывать современные литодинамические процессы, значение и

масштабы проявления которых начинают выясняться за последние годы. В качестве примера можно привести данные по Мексиканскому заливу и дельте Миссисипи, где вследствие оползания огромных масс неконсолидированных осадков, было разрушено несколько буровых платформ (Marine Slides..., 1982).

Приуроченность многих нефтегазовых месторождений на суше к древним шельфам и континентальным склонам позволяет использовать данные по современным континентальным склонам при палеотектонических и палеогеографических реконструкциях.

В научном плане детальный анализ структуры осадочного чехла континентального склона и его подножия также представляет большой интерес, так как позволяет реконструировать характер седиментационных и тектонических процессов, протекающих в этих обширных зонах Мирового океана.

При корреляции тектонических событий в древних складчатых областях используются данные о структурном положении и условиях образования олистостромовых толщ, однако их изучение на суше сопряжено с большими трудностями, связанными в первую очередь с последующими тектоническими переработками. Очевидно, что исследование аналогичных образований на современных континентальных окраинах можно проводить более целенаправленно и с учетом конкретных структурно-геоморфологических особенностей района.

Целью настоящей работы является изучение строения и истории формирования структуры плиоцен-четвертичных отложений на континентальном склоне и его подножии в Болгарском и Крымском секторах Черноморской впадины. Основное внимание уделялось исследованию гравитационных структур. Для выполнения поставленной цели необходимо было решить следующие задачи: I) на основе данных сейсоакустического профилирования и глубоководного бурения выя-

вить различные типы гравитационных структур и рассмотреть их стратиграфическое положение; 2) изучить строение плиоцен-четвертичных отложений на континентальном склоне и его подножии и сравнить их с одновозрастными образованиями шельфа и глубоководной впадины; 3) выявить основные этапы формирования структуры верхней части осадочного чехла в этих зонах и рассмотреть их связь с колебаниями уровня моря и тектоническими движениями по периферии Черноморской впадины и в ее глубоководной части.

На основе проведенных исследований в Болгарском и Крымском секторах впервые детально рассмотрена структура плиоцен-четвертичных отложений континентального склона и его подножия. Охарактеризованы морфология, внутреннее строение и положение в разрезе различных типов гравитационных структур. Составлена серия оригинальных структурных карт по определенным стратиграфическим интервалам. Генезис гравитационных структур рассмотрен на фоне гляциоэвстатических колебаний уровня моря и тектонических движений в прибрежных областях и в самой глубоководной котловине. Реконструированы направления перемещений и типы движений обломочного материала в различные временные интервалы. Сделаны выводы о направленности и интенсивности новейших тектонических движений в Черноморской впадине.

Проведенный анализ показывает принципиальную возможность использования данных о гравитационных деформациях в склоновых отложениях для изучения новейшей истории современных осадочных бассейнов.

Практическая ценность проведенных исследований заключается в получении новых данных о геологическом строении осадочной т олщи континентального склона и его подножия в западной части Черного моря и к югу от Крыма. Структурные построения, выпол-

ненные для данных районов, могут быть использованы при палеогеографических и палеотектонических реконструкциях древних материковых окраин с целью поиска ловушек нефти и газа неструктурного типа. Разработанная методика интерпретации данных непрерывного сейсмопрофилирования может быть применена также при исследовании осадочного чехла на континентальных склонах и других современных осадочных бассейнов.

В основу диссертационной работы положены первичные материалы сейсмоакустических исследований с электроискровым источником в Болгарском и Крымском секторах Черного моря, полученные в 1973-1981 гг. на нис МГУ "Московский Университет" и "Горизонт". Общая длина профилей составляет около 18 тыс.пог.км. В западной части акватории работы проводились совместно с Институтом морских исследований и океанологии Болгарской Академии Наук (ИМИО БАН) по проблеме СЭВ 07401, по теме 4.3 "Изучение осадочного слоя западной части Черного моря" научного направления 4 "Изучение геологической истории и процессов современного осадкообразования Мирового океана".

Исследования проводились с использованием сейсмоакустического комплекса "Горизонт". Автор непосредственно принимал участие в планировании и проведении полевых работ и занимался геологической интерпретацией полученных материалов. При написании работы использовались также опубликованные данные и результаты исследования глубоководных скважин DSDP 379А, 380/380А и 381 и скважин, расположенных по побережью. Стратиграфия плиоцен-четвертичных отложений дана по "Геологической истории..." (1980).

Основные положения диссертации докладывались на IУ (1977 г.) и УП (1980 г.) научных конференциях аспирантов и молодых ученых геологического факультета МГУ; на втором (г.Геленджик, 1982 г.)

и третьем (г. Южно-Сахалинск, 1983 г.) Всесоюзных совещаниях по программе "Седимент"; на пятой Всесоюзной школе морской геологии (г. Геленджик, 1982 г.); на коллоквиуме Лаборатории морской геологии геологического факультета МГУ (1982 г.); на международном симпозиуме "Изучение геологической истории и процессов современного осадкообразования Черного и Балтийского морей" (г. Киев, 1983 г.).

По теме диссертации имеется 9 печатных работ.

Диссертационная работа состоит из 5 глав, введения и заключения, содержит 120 машинописных страниц, 48 рисунков. Библиография включает 141 наименование.

Работа выполнена в Лаборатории сейсмоакустики геологического факультета МГУ под руководством профессора, доктора физ.-мат.наук А.В. Калинина и доцента, кандидата геол.-мин.наук П.Н. Куприна, которым автор глубоко признателен за внимание, постоянную помощь и поддержку на всех этапах работы.

Автор считает приятным долгом выразить благодарность В.В. Калинину, Б.Л. Пивоварову, В.А. Стручкову, Л.М. Кульницкому, М.Л. Владову, К.В. Когану, Н.В. Шалаевой и другим сотрудникам, проводившим полевые работы и принимавшим участие в обсуждении полученных результатов.

Автор выражает признательность Ю.Г. Моргунову, А.Ф. Лимонову, Ф.А. Щербакову, А.С. Девдариани, Н.А. Девдариани, С.А. Куренкову, А.И. Гущину за консультации и ценные замечания, сделанные при обсуждении геологических результатов.

При обработке и обсуждении данных по западной части моря большую помощь и внимание, которые трудно переоценить, оказывал Т.И. Крыстев, ст.н.сотр. Института морских исследований и океанологии Болгарской Академии Наук.

ГЛАВА I.

СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О СТРУКТУРЕ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА НА КОНТИНЕНТАЛЬНОМ СКЛОНЕ И ПОДНОЖИИ.

Начало изучения осадочного чехла на континентальных окраинах связано с расширением комплексных геолого-геофизических исследований на акваториях и внедрением различных сейсмических методов в практику морских работ. Наиболее значительные результаты достигнуты за последние два десятилетия. Одним из направлений данных исследований является детальное изучение строения осадочного чехла на континентальном склоне и его подножии, связанное с экономическим освоением этих обширных зон Мирового океана. В этой главе рассматриваются работы, посвященные преимущественно гравитационным структурам. Их изучение проводилось сначала на суше, поэтому, прежде чем перейти к анализу работ по склонам современных осадочных бассейнов, необходимо кратко остановиться на основных результатах аналогичных исследований на континентах.

§ I.I. Краткий очерк истории изучения склоновых отложений в древних осадочных бассейнах.

Изучение структуры осадочного чехла на континентальных склонах древних бассейнов вызывает большие затруднения и зависит как от степени обнаженности в каждом конкретном регионе, так и от интенсивности последующих тектонических переработок. Тем не менее, значительная информация о морфологии, структуре и процессах осадконакопления на склонах древних бассейнов накоплена исследователями, занимающимися своеобразными комплексами пород, представленными толщами с хаотическим внутренним

строением. Эти образования широко известны во многих складчатых областях мира и встречаются на разных стратиграфических уровнях. Их изучение ведется с конца прошлого века и значительный вклад в геологию этих хаотически построенных толщ внесли советские исследователи (Белостоцкий, I970; Леонов, I975, I978, I98I; Лукьянов и др., I975; Щерба, I978, I983). Не рассматривая особенностей строения конкретных регионов, что уже сделано в ряде обобщающих работ (см. библиографию у М.Г. Леонова, I98I), остановимся на вопросах морфологии, внутреннего строения, соотношения с вмещающими породами и структурной приуроченности хаотически построенных комплексов (собственно олистостромов или β -микститов, по М.Г. Леонову), т.е. на тех особенностях, которые достаточно уверенно определяются по сейсмическим данным. Иными словами, ниже будут рассмотрены основные черты строения хаотических толщ, в которых формирование кластики и ее перемещение осуществлялось обвально-оползневыми процессами, а тектонический фактор или отсутствовал или его влияние было косвенным.

Форма и размер. Олистостромовые толщи имеют в разрезе обычно линзовидную форму, иногда залегают в виде отдельных горизонтов и пластов, вытянутых по простиранию вмещающих толщ на расстояние в десятки и сотни километров (Микуленко, I967; Белостоцкий, I970; Леонов, I98I). Кровля и подошва в последнем случае более или менее параллельны. Мощность меняется в широких пределах и может достигать I км и более (Григорьев, Семихатов, I958; Леонов, I975). Площадь линз и пластов олистостромов в некоторых случаях составляет десятки и сотни квадратных километров. Объемы отдельных олистостромов также весьма разнообразны - от нескольких кубических метров до сотен кубических километров.

В плане длинные оси линз вытянуты вдоль или поперек палеосклонов. Редко встречаются овальная и конусообразная формы олистостромов (Леонов, 1981).

Внутреннее строение. Характерной особенностью олистостромов является их сложное внутреннее строение. Практически всегда можно выделить основную массу (матрикс) и включения. Соотношения между обломками и матриксом резко меняются как в различных горизонтах, так и внутри отдельных толщ. Так, в нижнемеловых горизонтах с включениями в раховской свите Восточных Карпат обломки имеют размеры от I см до сотен метров в поперечнике и распространены крайне неравномерно (Бызова, 1965). В некоторых случаях олистостромы представлены преимущественно так называемыми экзотическими глыбами, достигающими десятков и сотен метров по длинной оси (Гроссгейм, 1948; Мамедов, 1968).

Изучение внутреннего строения хаотических комплексов позволило выделить ряд структур по степени дислоцированности. Их образование связывается с различными стадиями движения осадков. В начальной стадии наблюдаются складки как петельчатой формы, так и асимметричные, которые затем усложняются. Происходит будинирование, появляются следы пластического течения, отмечается разрыв слоев более компетентных пород, появляются матрикс и включения. На заключительных стадиях слоистая структура полностью нарушается, и перемещение осадков происходит в виде потоков обломочного материала на значительные расстояния (Размахнин, 1961; Микуленко, 1967; Леонов, 1981; Тихомиров, Хаин,1947). При наличии двух составляющих в олистостромах матрикс всегда представлен тонкозернистым материалом, причем состав обломков в этом случае большей частью соответствует составу матрикса. Отличительной особенностью основнй массы является отсутствие

слоистости и внутренней стратификации (Кульчицкий, I977; Леонов, I978). Этот признак имеет большое значение при идентификации олистостромовых тел на сейсмограммах. Таким образом, рассматривая в целом внутреннее строение β -микститов, следует еще раз подчеркнуть хаотическое, беспорядочное скопление обломков, глыб и пластин среди основной тонкозернистой массы.

Взаимоотношения олистостромов с вмещающими отложениями. Региональное изучение олистостромовых тел показало, что они могут встречаться среди пород различного состава, но наибольшим распространением пользуются среди флишевых отложений (Вассоевич, I948, I95I; Хворова, I958; Смирнов, I975; Леонов, I975). Олистостромы могут быть представлены как отдельными телами разнообразной формы, залегающими среди слоистых осадочных или вулканогенно-осадочных отложений, так и в виде прослоев и линз, разделенных вмещающими толщами или залегающих в непосредственной близости друг от друга.

Как уже упоминалось, в некоторых районах мощность отложений с хаотическим внутренним строением достигает сотен метров и тогда они могут преобладать над вмещающими породами. Нижние границы олистостромов резкие, часто наблюдается срезание, выпахивание, налегание на разновозрастные отложения. Верхняя граница плоская или выпуклая, перекрывающие осадки либо согласно налегают на нее, либо подходят под углом (Леонов, I98I).

К.И. Микуленко в палеоценовых и эоценовых терригенно-карбонатных отложениях Дагестана выделил 9 оползневых горизонтов. Их мощность не превышает I5-20 м, и прослеживаются они на расстояния в десятки и сотни километров (Микуленко, I967). Наряду с уже отмечавшимся ранее беспорядочным расположением включений (олистолитов), автор указывает на закономерную смену гравита-

ционных образований по направлению регионального падения пород: включения пластовые и глыбовые → включения мелкие → складки сложные → складки простые → плойчатость. Особо следует отметить, что оползневые горизонты приурочены к определенным стратиграфическим уровням. Несколько горизонтов с подводнооползневыми нарушениями выделены также в Дагестане в карбонатных толщах верхнего мела и палеогена (Москвин, Семихатов, I956), в нижнемеловом флише Восточных Карпат (Бызова, I965), в мезозое и кайнозое на южном склоне западного Кавказа (Борукаев и др., I98I), в палеоцене и эоцене на севере Венесуэлы (Renz et al..., I955) и во многих других районах.

Структурное положение. Положение олистостромов в структуре складчатых областей разного возраста показывает, что для их образования необходимо наличие морфологически выраженного уступа или наклонной поверхности. В упоминавшихся работах показано, что олистостромовые толщи приурочены к бортам осадочных бассейнов, главным образом флишевых, а иногда располагаются и по нормали к длинной оси бассейнов. Практически всегда удается установить приподнятые зоны, откуда поступал грубообломочный материал.

Имеется ряд работ, в которых развитие олистостромов связывается с ростом антиклинальных складок. Так, М.М. Москвиным и М.А. Семихатовым (I956) установлено, что подводнооползневые нарушения в верхнемеловых и палеогеновых отложениях Дагестана "приурочены к периодам наиболее активного роста частных тектонических структурных форм". Выделено не менее восьми стратиграфических уровней с подобными нарушениями, что, по мнению авторов, свидетельствует о повторяемости периодов активного развития складок. З.А. Мишуниной (I950) изучались главным образом

четвертичные отложения в зоне развития солянокупольных структур. Основной причиной развития структур подводного оползания автор считает неравномерное поднятие соляного штока и по запрокидыванию гребней складок по восстанию пластов предлагает определять направление движения.

Расстояния, на которые перемещался обломочный материал, оцениваются исследователями по-разному. В настоящее время можно утверждать, что, наряду со смещением на сотни метров и первые километры, отдельные осадочные потоки и оползневые массы перемещались на десятки километров (Renz et al... , I955; Белостоцкий, I970; Гроссгейм, I948; Леонов, I98I).

Заканчивая краткое описание основных структурных особенностей олистостромов, необходимо отметить, что преобладающая часть этих отложений имеет четкую стратиграфическую приуроченность. При наличии нескольких обвально-оползневых горизонтов разделяющие их отложения обычно представлены ненарушенными слоистыми осадками, причем часто глубоководными. Таким образом, в осадочных бассейнах на фоне "нормального" осадконакопления, продолжающегося длительное время, в относительно короткие интервалы времени происходило накопление огромных масс кластического материала. Большинство исследователей связывают это с резким усилением тектонической активности (рост поднятий, увеличение скорости опускания впадин и прогибов, движение по разломам и т.д.), но роль тектонического фактора здесь различна. В одних случаях происходит изменение угла наклона на склонах бассейнов или локальных структур, что и является спусковым механизмом для возникновения гравитационных процессов, в других - резкое усиление движений по разломам, которое может реализоваться в форме землетрясений. Следовательно, гравитационные микститы представ-

ляют собой комплексы - показатели вертикальных перемещений горных масс (Леонов, I98I).

Изучение рельефа континентальных окраин современных бассейнов показало, что, наряду с относительно ровными участками, в пределах континентального склона и континентального подножия выделяются гигантские подводные долины - каньоны и глубоководные конусы выноса. В этих своеобразных эрозионно-аккумулятивных системах (подводный каньон-глубоководный конус) процессы осадконакопления резко отличаются от рассмотренных выше. Более подробно строение осадочного чехла на таких участках будет рассмотрено ниже при описании современных материковых окраин, здесь же необходимо отметить, что фрагменты аналогичных структур известны практически во всех системах фанерозоя. Региональному описанию структуры осадочного чехла в палеоканьонах и древних глубоководных конусах посвящена обширная литература (Sedimentation in submarine... , I978; Modern and ancient geosyncl...., I974; Dickas, Payne, I967; Чистяков, I980 и др.), поэтому остановимся лишь кратко на основных литологических и структурных особенностях рассматриваемых отложений.

Установленная длина палеоканьонов достигает нескольких десятков километров, ширина - сотни метров - первые километры. Русловое выполнение каньонов обычно представлено песчаниками, песчаниками с галечными прослоями, конгломератами, алевритистыми глинами. Количество обломков уменьшается по направлению предполагаемого сноса осадков. В песчаниках иногда отмечается слоистость. Прослои более грубого материала часто отделены друг от друга турбидитами, мощность которых может превышать сотни метров. Как видно, русловые фации могут быть представлены как осадками с хаотическим внутренним строением, так и слоистыми осад-

ками. Первые, как правило, являются отложениями различного типа потоков (обломочных, грязевых и т.д.). В разрезе они обычно имеют линзовидную форму.

Фации склонов палеоканьонов представлены более тонкими осадками, часто без признаков слоистости и с многочисленными структурами оползания. Мощность их меняется от единиц до десятков метров.

У устьев каньонов обычно располагаются глубоководные конусы. В некоторых разрезах можно выделить полный набор фаций от верхнего до нижнего конуса. В этом же направлении отмечается постепенный переход к более тонким разностям. Русловые фации древних глубоководных конусов представлены конгломератами, песчаниками, брекчиями, галечниками. В песчаниках иногда наблюдается крупномасштабная косая, горизонтальная и градационная слоистость. Обломки пород, часто достигающие в размере первых метров, расположены хаотически. В разрезе указанные отложения имеют линзовидную форму, мощность не превышает первых десятков метров. В плане они представлены вытянутыми телами, вложенными в более тонкие отложения фаций межрусловых участков. В некоторых районах удается выделить фации подводных прирусловых валов, сложенные разнообразными песчаниками, часто с косой и мелкой волнистой слоистостью.

Периферические части верхнего конуса обычно сложены слоистыми песчаниками и более тонкими осадками. В среднем конусе наиболее грубые отложения представлены фациями наложенных конусов, которые в плане имеют овальную или конусовидную формы. В разрезе наложенные конусы образуют крупные линзы мощностью до нескольких десятков метров, которые при взаимоналожении формируют сложную слоисто-линзовидную структуру. Фации русел средне-

него конуса в основном песчаного состава, более грубые отложения встречаются реже. Аккумулятивные лопасти нижнего конуса сложены слоистыми, иногда тонкослоистыми мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и глинами. Отложения конусных русел полностью отсутствуют.

Выделение различных частей древних глубоководных конусов сопряжено даже в хорошо обнаженных районах с большими трудностями. Одним из главных методов является выявление радиальной системы конусных долин и второстепенных русел (Чистяков, I980).

Характер осадконакопления в системе каньон-глубоководный конус сильно зависит от колебаний уровня моря. В периоды регрессий резко активизируются все процессы перемещения осадков, в то время как в трансгрессивные стадии преобладает пелагическое осадконакопление.

В последние годы проводятся также целенаправленные детальные работы по изучению микроструктуры осадочного чехла на древних континентальных склонах (Cook , I979; Field , I979). Так, на континентальном склоне, который существовал в Центральной Неваде в позднем кембрии и раннем ордовике, склоновые отложения на 50% представлены оползнями, потоками обломков и турбидитами (Cook , I979). Оползни с вращением мощностью до I0 м и шириной в сотни метров приурочены в основном к верхней части склона. В основании оползней и в кровле, которая имеет волнистую форму, наблюдаются зеркала скольжения, конгломераты. В многочисленных каналах глубиной до I0 м и шириной в первые сотни метров представлены песчаниками, конгломератами. Часто встречаются обломки мелководных известняков, хаотически разбросанные в более тонкой основной массе. Образование этих отложений связывается с деятельностью потоков обломков (debris flow).

В нижней части склона многочисленны оползни и потоки, однако их мощность и размеры значительно меньше.

Приведенные в указанных работах данные свидетельствуют о недооценке роли оползневого фактора при формировании осадочного чехла на современных континентальных окраинах. Одной из причин кажущейся гладкости поверхности склона и отражающих границ в толще пород является ограниченная разрешающая способность аппаратуры как по вертикали, так и по латерали (Калинин и др., 1983; Cook , 1979).

Заканчивая краткий обзор работ, в которых рассматриваются различные аспекты структуры осадочного покрова на древних континентальных склонах и континентальных подножиях, необходимо отметить следующее. Так, представляется крайне важным вывод о связи эпох усиления тектонической активности и периодов образования олистостромовых толщ, причем тектонический фактор играет косвенную роль. Отмечается большое значение колебаний уровня морского бассейна для процессов осадконакопления, а следовательно, и формирования структуры отложений в системе каньон-глубоководный конус. И наконец, многие данные свидетельствуют о значительной роли обвально-оползневых процессов при формировании осадочного чехла на континентальных окраинах.

§ I.2. Изучение структуры осадочного чехла на континентальном склоне и его подножии в современных осадочных бассейнах.

Основным методом изучения осадочного чехла в океане является сейсмический. Начало его интенсивного применения в практике морских работ падает на конец 50-х - начало 60-х годов. Рассмот-

рение основных результатов изучения структуры чехла на материковых окраинах в интересующем нас аспекте представляется целесообразным провести отдельно как для конкретных регионов Черного моря (непосредственных объектов исследования), так и для наиболее изученных участков Мирового океана.

Акватория Черного моря в настоящее время является одним из наиболее изученных морских бассейнов. Большие объемы геолого-геофизических исследований, включающих в себя различные модификации сейсморазведки, геоморфологические работы, бурение на шельфе, континентальном склоне и в глубоководной впадине, изучение донных осадков и т.д., позволили в значительной степени выяснить строение и историю развития Черноморской котловины в кайнозое, что нашло отражение в многочисленных публикациях (Гончаров и др., I972; The Black Sea ... , I974; Земная кора..., Яншин и др., I976, I977; Initial Reports... , I978; Маловицкий и др., I975; Туголесов и др., I983; Геологическая история..., I980; Геолого-геофизические исследования..., I980; Тектоника и история развития..., I98I; Лимонов, I98I; Моргунов и др., I983 и др.).

Перечисленные выше работы посвящены в основном строению шельфа и глубоководной впадины, континентальный склон и континентальное подножие изучены значительно меньше.

Рассмотрим сначала основные черты рельефа изучаемых районов. Впервые геоморфологическое районирование континентальной окраины проведено В.П. Гончаровым и др. (I972). По степени расчлененности и углам наклона дна выделено три типа склонов и ряд районов. Первый тип склона характеризуется крутыми углами - обычно 6-I0^{0} (местами до 20-30^{0}) и наличием многочисленных долин. К нему относится участок к юго-западу от Крымского полуострова. У второго типа

отмечаются сглаженные формы рельефа, углы наклона дна I-3°. Подводные долины в основном U -образной формы и хорошо выражены преимущественно в верхней части склона. Этот тип распространен в Болгарском секторе и к югу от Керченского пролива. Обширный участок от м. Калиакра до Крыма имеет как пологие, так и более крутые участки и отнесен к третьему типу.

Авторы выделяют в западной части акватории Юго-западный и Северо-западный районы, граница между которыми проходит немного южнее Варны. В пределах Юго-западного района выделяется пологий участок склона на продолжении Нижне-Камчийского краевого прогиба. Углы наклона дна не превышают здесь 2° и практически не меняются от бровки шельфа до глубин 1900-2000 м. Углы наклона в Северо-западном районе также незначительные. Отмечается, что подводные долины хорошо видны в верхней части континентального склона.

К югу от Крыма располагается Центральный, Восточно-Крымский и Керченско-Таманский районы. Границы между ними приблизительно совпадают с меридианами городов Ялта и Феодосия. Максимальный наклон отмечается на Восточно-Крымском участке - до 20-30°. Переход от шельфа к склону очень резкий. Наблюдается значительное расчленение склона подводными долинами, которые, однако, обычно слабо врезаны. В пределах Керченско-Таманского района континентальный склон пологий - I-3°, в его верхней части обнаружены долины глубиной 300-350 м и с крутизной бортов до 15°. С увеличением глубины степень расчлененности уменьшается.

На глубинах более 2 км выделена Центральная котловина, характеризующаяся плоским выровненным рельефом.

В указанной работе континентальное подножие отдельно не рассматривалось, хотя ранее В.И. Головинский (1970) его выделял.

Верхней его границей является четко выраженный перегиб профиля у основания материкового склона, а нижней - смена холмистого рельефа плоской выровненной поверхностью. Преобладающие уклоны - 0,0I-0,00I.

Расчленение рассматриваемых районов проведено также Д.А.Россом и др. (Ross et al... , I974), Е.Г. Маевым и др. (I980а,б), В.Б. Козловым и Е.Г. Маевым (I980), Ф.А. Щербаковым и А.А. Чистяковым (I980). Так, например, к югу от Ялты и в Болгарском секторе континентальный склон имеет двучленное строение. Обнаружены многочисленные подводные долины на склоне и показаны глубоководные конусы.

Одной из первых работ, посвященных структуре осадков и процессам, протекающим на континентальном склоне, является работа А.Д. Архангельского (I930). Изучая донные осадки к югу от Крыма, А.Д. Архангельский отметил, что в большинстве образцов имеются признаки оползания. Так, от м. Херсонес до м. Меганом - в 80% образцов, и, далее к востоку - до 50%. Угол наклона, при котором начинается оползание, не превышает I-2°. Основной причиной движения осадков, по мнению этого автора, являются землетрясения, изменение угла наклона дна и влияние веса более молодых отложений. Следы оползания отмечены также на значительном удалении от берега (I45 км) при глубине воды 2220 м. А.Д. Архангельский придавал большое значение отмеченным явлениям и считал изучение указанных процессов с различных точек зрения крайне важным для геолога. Так, им отмечалось сходство тектонических брекчий и брекчий донного оползания, рассматривалась возможность использования этих данных при стратиграфических и палеогеоморфологических исследованиях (выпадение из разреза отдельных толщ, наращи-

вание разреза, определение уклонов в древних водоемах и т.д.), А.Д. Архангельский предложил также использовать следы донного оползания для выяснения времени роста антиклиналей, т.е. для палеотектонических построений.

Как видно, круг вопросов, поднятых в данной работе, чрезвычайно широк - от процессов современного осадконакопления до исследований по тектонике. Поставленные проблемы нашли отражение практически во всех последующих публикациях на эту тему, как отечественных, так и зарубежных.

Многочисленные следы нарушений в позднеплейстоценовых осадках в Крымском секторе Черного моря отмечаются на глубинах от 200 до 1000 м, тогда как голоценовые отложения лежат ненарушенно (Щербаков и др., 1975).

На фоне большого числа работ, посвященных строению осадочного чехла на шельфе и в глубоководной котловине, публикаций о структуре осадков на черноморском склоне и его подножии очень мало. В первую очередь необходимо отметить работу В.Н. Москаленко и К.М. Шимкуса (1976), посвященную крупным оползневым образованиям, широко распространенным на пологом северо-западном склоне. По мнению этих авторов, верхняя часть осадочного чехла мощностью до 1,0-1,5 км практически вся представляет собой систему гигантских блоков и пластин, надвинутых друг на друга. Максимальное смещение составляет первые десятки километров, углы наклона не превышают $3\text{-}4^{\circ}$.

На этом же участке обнаружен один из конусов выноса Дуная (хр. Моисеева), который раньше принимался за поднятие фундамента (Казанцев, Шайнуров, 1978). Мощность отложений в Центральной части конуса достигает 600 м, а возраст оценивается как поздний плейстоцен-голоцен.

К югу от Крыма структура верхней части осадочного чехла рассмотрена во многих работах (Моргунов и др., 1979; Калинин и др., 1976; Старовойтов и др., 1977, 1984; Лимонов, 1981; Мейснер, 1982; Маловицкий и др., 1975; Бобылев и др., 1981). В результате этих исследований изучено строение южного крыла Крымского мегантиклинория, выделены отдельные тектонические элементы, определены их границы и структурные особенности. Детально рассмотрено строение осадочного чехла на континентальном склоне и его подножии и сделан вывод о большой роли оползневых процессов в его формировании. Выявлена также зависимость склоновых процессов от колебаний уровня моря (Старовойтов и др., 1982, 1984).

Большой объем работ МОГТ, проведенный в последние годы, позволил определить полную мощность четвертичных отложений - до 1,8-2 км. Показано, что горизонт В, залегающий в основании плейстоцена, выклинивается, не достигая бровки шельфа (Туголесов и др., 1983).

Коренные отложения к югу от Крыма изучались грунтовыми трубками и драгированием. Были вскрыты нижнемеловые известняки (Щербаков и др., 1977), нижнемеловые андезито-дацитовые туфы (Жигунов, 1983) и отложения таврической серии (Жигунов, 1982).

В Болгарском секторе Черного моря большой объем геолого-геофизических материалов о строении континентального склона и континентального подножия был получен также во время совместных советско-болгарских экспедиций (Геолого-геофизические исследования..., 1980). С различной степенью детальности были изучены плиоцен-четвертичные образования, выявлены разрывные нарушения и установлена их роль в формировании структуры верхней части осадочного чехла. По результатам работ построен ряд структурных схем, а также тектоническая и геоморфологическая схемы (Крыстев

и др., 1980; Лимонов и др., 1980а, б, в; Куприн и др., 1980; Маев и др., 1980). Детальное изучение структуры позднекайнозойских отложений позволило выделить в пределах склона несколько блоков, формирование структуры чехла на каждом из которых резко отличалось. Интенсивное прогибание северного блока, южной границей которого является морское продолжение Близнакского разрыва, инициировало различного типа оползневые процессы. Южный блок испытывал значительно меньшее погружение с усилением в начале раннего плейстоцена и среднем-позднем плейтоцене (Старовойтов и др., 1980б). Изменение скорости прогибания прилегающей части глубоководной впадины нашло отражение и в структуре осадочного чехла - была сформирована своеобразная неслоистая толща, залегающая на континентальном подножии.

На глубоководном конусе выноса Дуная эхолотированием и методом НСП обнаружена система неглубоких долин, часть которых заполнена слоистыми осадками (Маев и др., 1980).

Несмотря на большой объем геолого-геофизических исследований, проведенных на акватории Черного моря в последние годы, целенаправленное изучение строения осадочного чехла на континентальном склоне и континентальном подножии практически не проводилось. Тем не менее необходимо отметить, что приводимые в ряде работ результаты позволили выявить плановое положение различного типа оползневых структур, их распределение в разрезе, связь с колебаниями уровня моря и, опираясь на эти данные, выяснить некоторые вопросы истории развития Черноморской котловины в плиоцене-плейстоцене.

Значительные успехи в изучении осадочного чехла на континентальных окраинах достигнуты также в некоторых других районах Мирового океана. К числу наиболее изученных участков относятся

атлантические окраины Северной Америки, Мексиканского залива и Африки. Установлено, что перемещение огромных масс осадков вниз по склону является характерной чертой осадконакопления в этих регионах (Rona , 1969; Emery et al., 1970, Embley , Jacobi, 1977; Embley , 1980; Dingle , 1980). Результаты глубоководного бурения также свидетельствуют о большой роли оползневых процессов в формировании структуры осадочного чехла. Практически все скважины по периферии Атлантики включают различные гравитационные структуры (Marine Slides ..., 1982).

По данным К.О. Эмери (Emery et al., 1970), нижняя часть континентального склона и подножие атлантической окраины США сложены на 50% оползневыми массами, мощность которых достигает иногда 2,5-3 км. По отдельным профилям они протягиваются на расстояние до 100 км. Смещение осадочного материала оценивается в десятки и даже сотни километров. Все отмеченные в этой работе оползневые массы залегают выше горизонта А, имеющего прямолинейную форму и являющегося нижней границей неоген-четвертичных отложений.

Встречаются и поверхностные гравитационные нарушения различного типа. Так, Р.В. Эмбли (Embley , 1980) отмечает, что интенсивный перенос осадков в районе от подводных гор Новой Англии до хр. Блейк-Багама происходит в виде потоков масс, в том числе потоков обломков. Следует отметить огромные размеры потоков масс: отдельные потоки имеют ширину до 10 км, длину в сотни километров и достигают глубин в 5 км.

Маломощные (десятки метров), но имеющие огромную площадь (тысячи км^2) поверхностные оползни обнаружены в нижней части континентального склона юго-западной Африки. Для них характерно наличие структур типа "пагоды". Размеры смещения здесь незначи-

тельные (Summerhayes et al., 1979).

Приведенные примеры показывают, что перемещение обломочного материала под действием силы тяжести является мощным фактором осадконакопления на материковых окраинах, и его значение в формировании структуры осадочного чехла может быть чрезвычайно велико. Площади развития деформированных гравитационными процессами масс осадков составляют сотни квадратных километров, объемы - сотни и тысячи кубических километров. Рассмотрим более подробно несколько районов, наиболее изученных к настоящему времени.

На материковой окраине Юго-западной Африки детальная структура чехла изучалась П.В. Динглом и С.П. Саммерхейзом (Dingle, 1980; Summerhayes et al., 1979). В разрезе нижней части континентального склона и континентального подножия здесь выделяются оползневые тела, представленные, в основном, блоками мощностью до 450-500 м и длиной в первые километры. Отдельные оползни имеют площадь до 70000 км^2. Выделено четыре цикла оползания: I - начало позднего мела; 2 - конец позднего мела; 3 - палеоген; 4 - неоген-четвертичный. В меловой части разреза отмечаются проявления грязевого диапиризма, видны зоны отрыва отдельных блоков, их нарушенная внутренняя структура. Мощность этой толщи около I км. Подобные нарушения связываются П.В. Динглом с поступлением огромных масс терригенных осадков из р. Оранжевой. Кайнозойские оползни имеют другой стиль дислокаций и, по-видимому, другой источник поступления терригенного материала. В это время возрастает роль биогенной седиментации, проявлений диапиризма не наблюдается. Один из крупных оползневых блоков был пробурен скв. 360. Его мощность составляет около 500 м. В зоне скольжения обнаружены пластические деформации, а также система

мелких сбросов и взбросов. Блоки разделены ненарушенными слоистыми пачками. Внутренняя структура оползневых блоков может быть различна. Наблюдаются как сильно деформированные отложения, в которых слоистая структура полностью нарушена, так и слабо деформированные. На эхограммах оползневые массы часто проявляются в виде характерных гиперболических отражений (Summerhayes et al., 1979). Основной причиной подвижек авторы считают землетрясения и большой вынос терригенного материала.

На северо-западной окраине Африки в осадочном чехле, кроме отдельных оползневых блоков, выделены также отложения, сформированные потоком обломков (Jacobi , 1976; Embley , 1982). Наблюдается следующая последовательность структур: зона отрыва → зона холмистых осадков → отдельные блоки → зона потока обломков. Анализ внутренней структуры показывает, что в этой же последовательности отмечается и увеличение интенсивности деформаций в осадках, т.е. возрастает мобильность осадков. Потеря слоистости объясняется разжижением осадков, поэтому потоку обломков соответствуют на сейсмограммах слабые отражения. Наклон дна в этом районе $1-2^{0}$, в зоне отрыва - до $2-4^{0}$. Время образования оползней - плейстоцен, их возникновение связывается с землетрясениями. Авторы предполагают также связь усиления оползневых процессов с эпохами понижения уровня моря во время ледниковых эпох. На это же указывают Д.Г. Мур, Б.А. Мак-Грегор и Д.Дж.Стенли (Moore , Curray , 1963; McGregor , Bennett , 1979; Stanley , Silberberg , 1969).

Детальная структура осадочного чехла с целью изучения геологической и тектонической истории развития района исследовалась Д.Г. Муром на континентальном склоне к северу от Андаманских островов (Moore et al. , 1976). Здесь отмечаются много-

численные оползневые тела. Их выделение проводилось по особенностям внутреннего строения, морфологии и структурным взаимоотношениям с вмещающими толщами. Оползневые массы мощностью до I км лежат на слоистых отложениях конуса выноса Ганга и Брахмапутры, представленных на этой широте турбидитами. Дислоцированные осадки подразделяются на две толщи. Нижняя толща состоит из неслоистых осадков с неровной кровлей. Серия согласных блоков (олистолитов), ограниченных изогнутыми разрывами, слагает верхнюю толщу. Мощность блоков меняется от нескольких метров до 360 м, расстояние между разрывами I - 3 км. Блоки слегка подвернуты. Верхняя толща несогласно перекрыта слабодеформированной пачкой мощностью I20 м. Широкое распространение нижней толщи связывается с деятельностью грязевых потоков, которые распространялись на расстояние 30-40 км. Общая площадь развития оползневых масс около 4000 км^2. Возраст, по данным скв. 218, оценивается как плейстоценовый (позднеплейстоценовый ?). Проявление гравитационных нарушений объясняется землетрясениями, связанными с движением литосферных плит.

Другой тип оползневых структур, хорошо выраженных в современном рельефе, - крупные гравитационные складки - обнаружен южнее Португалии (Roberts , Stride , I968). С глубиной наблюдается увеличение ширины и амплитуды складок. В плане они сгруппированы в линейно вытянутые зоны. Изменение морфологии складок и их пространственное положение свидетельствуют, по мнению авторов, о поднятии в плиоцене южных районов Португалии и "течении" осадков вниз по склону. Упором служит жесткий блок Бетских Кордильер.

Морфология оползневых тел и их положение в разрезе рассмотрены подробно также в работах Д.Г. Робертса (Roberts ,I972)

и У.Р. Нормарка (Normark , 1974). Причиной движения осадков в изучаемых районах авторы считают изменение угла наклона вследствие поднятий и опусканий смежных территорий в плейстоцене.

Рассмотренные примеры относятся к сравнительно ровным участкам склона. Вместе с тем большое значение в формировании структуры осадочного чехла на континентальных окраинах, особенно на континентальном подножии, имеют подводные долины, каньоны и практически всегда связанные с ними глубоководные конусы выноса. В плане конусы выноса имеют обычно коническую, а в разрезе линзовидную формы. Они хорошо выражены в изгибах изобат. Поступление терригенного материала, как грубого, так и тонкого, происходит преимущественно через подводные долины и каньоны из шельфовых и прибрежных областей. Формирование конуса в значительной степени зависит от объема поступающих осадков.

Исследованиями последних 10-15 лет изучены основные черты строения многих глубоководных конусов выноса и подводных каньонов (Ewing et al. , 1958; Normark , 1970; Walker , Massingill, 1970; Walker , 1978; Shepard , Emery , 1973; Prior , Coleman , 1982; Heezen et al., 1964; Haner , 1971; Damuth, Kumar, 1975; Curray , Moore , 1971; Bowles et al., 1978; см. также Сафьянов, 1975; Sedimentation... , 1978; Чистяков, 1980; Чистяков, Щербаков, 1984).

При изучении структуры каньонов и глубоководных конусов большое значение имеют геоморфологические данные. По геоморфологическим особенностям в каньонах можно выделить три основные зоны: верхнюю, среднюю и нижнюю. В этих зонах, выделяемых достаточно условно, прослеживаются две основные фации - донная и склоновая. Они трудно различимы только в верхней зоне, так как пред-

ставлены здесь отложениями различного типа гравитационных потоков, имеющих довольно однородный песчаный или глинисто-песчаный состав. Эти осадки обычно уверенно выделяются на сейсмограммах на фоне отложений, в которые врезан каньон. В средней и нижней зонах донная фация представлена отложениями также гравитационных потоков. Терригенный материал имеет различную размерность, слоистость наблюдается редко. Склоновая фация в этих зонах состоит из обвально-оползневых накоплений, характерным признаком которых является в различной степени нарушенная внутренняя структура.

По морфологическим особенностям и характеру седиментации почти все глубоководные конусы выноса имеют трехчленное деление (Normark , 1970; Чистяков, 1980). Верхний конус имеет четкое центральное русло, ограниченное прирусловыми валами, их конусную долину. В среднем конусе выделяются отдельные аккумулятивные лопасти, в пределах которых центральное русло или конусная долина разделяются на несколько протоков, также ограниченных прирусловыми валами. На нижнем конусе, имеющем ровную поверхность, мелкие протоки прирусловых валов не имеют. Аккумулятивные лопасти среднего конуса часто сливаются друг с другом и образуют систему линзовидных тел.

Наиболее грубые, плохо сортированные осадки приурочены к руслам, особенно часто они встречаются в долинах верхнего конуса. Отложения прирусловых валов имеют косую, волнистую, иногда параллельную слоистость. Межрусловые участки сложены тонкими осадками с параллельной слоистостью. Эти особенности внутреннего строения, наряду с геоморфологическими признаками, являются достаточно надежными критериями для предварительного выделения различных зон конусов выноса при площадных сейсмических исследованиях.

Формирование осадочного чехла в системе каньон-глубоководный конус выноса зависит, как уже было отмечено, от объема терригенного материала, поступающего с шельфа и прилегающей суши. Как правило, основными процессами, оказывающими существенное влияние на количество осадков, поступающих в верховья каньонов, являются изменения уровня моря и тектонического режима (Damuth, Kumar , 1975; Walker , 1978; Curray , Moore ,1971; Леонтьев, Сафьянов, 1973 и др.). При низком стоянии уровня моря в ледниковые эпохи осадочный материал сносился непосредственно на склон и резко увеличивалась интенсивность гравитационных процессов. В это время часто имело место переуглубление русел в каньонах и конусных долинах. В интергляциальные эпохи преобладает пелагическое или гемипелагическое осадконакопление. Толщи, сформированные в эти эпохи, характеризуются хорошо выраженной слоистостью.

Для некоторых регионов устанавливается также зависимость между поступлением осадков и тектоническими движениями в прибрежных областях. Так, в разрезе Бенгальского глубоководного конуса выноса выделено три толщи, разделенных несогласиями (Curray, , Moore , 1971). Образование верхних двух толщ связывается с фазами горообразования в среднем миоцене и позднем плиоцене-плейстоцене.

На глубоководных конусах отмечаются также своеобразные тела с полностью нарушенной внутренней структурой. На конусе выноса Миссисипи обнаружены два поверхностных оползня мощностью до 100-200 м и значительной площади (Walker ,Massingill , 1970). В плане они имеют конусовидную разветвленную форму и прослежены до глубины в 2 км. Максимальная длина переноса осад-

док достигает 160 миль. Причиной срыва неконсолидированных отложений могло служить землетрясение или увеличение веса вышележащих осадков.

Таким образом, в формировании структуры верхней части осадочного чехла континентальных окраин некоторых современных бассейнов, большое значение имеют обвально-оползневые процессы.

Анализ опубликованных данных показывает, что наиболее интенсивное проявление этих процессов приурочено к относительно гладким склонам по периферии Атлантического и Индийского океанов. Наиболее часто оползневые тела отмечаются в разрезах плиоцена-плейстоцена, причем в ряде районов можно выделить несколько этапов резкого усиления гравитационных процессов. Причины оползания весьма разнообразны, однако несколько факторов упоминаются многими исследователями как основные. Это землетрясения, большой вынос терригенного материала и изменения уровня моря. Очевидно, что позднекайнозойские оползневые массы по периферии современных осадочных бассейнов представляют собой аналоги олистостромов или β - микститов.

Сравнивая причины образования олистостромов и гравитационных структур, выявленных по данным изучения этих образований в древних и современных бассейнах, следует отметить два обстоятельства. Во-первых, время образования β -микститов на суше связывается практически всеми исследователями с усилением тектонических движений, и эти осадочные комплексы являются показателями вертикальных движений земной коры. В то же время, генезис гравитационных структур плиоцена-плейстоцена обычно объясняется довольно случайным фактором - землетрясениями. Во-вторых, важным отличием является также зависимость гравитационных процессов от колебаний уровня моря, предполагаемая для современ-

ных бассейнов, и практическое отсутствие упоминаний об этом факторе в работах по олистостромам.

При описании строения осадочного чехла неоднократно указывалось на разнообразие гравитационных структур. Прежде чем переходить к непосредственно изучаемому району, необходимо остановиться на классификации гравитационных структур и особенностях их строения, имеющих большое значение для выделения их на сейсмограммах.

§ I.3. Основные типы гравитационных структур.

Гравитационные структуры при проведении морских геолого-геофизических исследований до недавнего времени определялись преимущественно по данным изучения образцов, полученных грунтовыми трубками. Однако значение и масштаб этих явлений были выявлены только при широком использовании различных геофизических методов. В настоящее время наиболее эффективными являются работы с применением непрерывного сейсмопрофилирования с различными методиками, локаторов бокового обзора и эхолотирования. Для определения вещественного состава оползневых масс используются данные грунтового опробования и морского бурения.

При изучении олистостромовых толщ на суше был установлен следующий ряд структур: плойчатость → простые складки → складки сложные → мелкие включения → пластовые и глыбовые включения. Видно, что в этом же направлении происходит усложнение структуры отложений, объясняемое различными процессами переноса вещества. В первых трех типах нарушений происходит деформация пластов, в последующих - частичное или полное нарушение внутренней структуры осадков с образованием отложений ново-

го типа.

При изучении гравитационных структур на склонах современных осадочных бассейнов в настоящее время наиболее широко используется трехчленная классификация, в которой основные процессы перемещения сгруппированы в соответствии с "механическим поведением" (Nardin et al., 1979; рис. I). Наиболее простым видом нарушений, связываемым с действием силы тяжести, как и на суше, также являются разнообразные гравитационные складки. Их образование связано с медленным перемещением ("течением") неконсолидированных осадков вниз по склону. По-видимому, в некоторых случаях они могут образовываться вследствие давления вышележащих осадков. Амплитуда складок, как правило, составляет несколько десятков метров, редко больше, ширина - сотни метров - первые километры. Углы наклона на крыльях не превышают 3-5°. Гравитационные складки встречаются от внешнего края шельфа до континентального подножия включительно. В их распределении по площади какой-либо закономерности в большинстве случаев не отмечается. Исключение составляет район южнее Португалии (Roberts, Stride, 1968): оси складок в плане расположены здесь не хаотически, а выстраиваются в линейно вытянутые зоны. С ростом глубины наблюдается также увеличение их ширины и амплитуды.

На некоторых участках складки лучше выражены на профилях, расположенных по простиранию склона (Старовойтов и др., 1984). В этом случае их ширина несколько больше и может достигать 5-6 км.

Смещение неконсолидированных осадков незначительно и, по-видимому, составляет десятки или первые сотни метров. Нарушения слоистой структуры отложений практически не происходит, следует лишь отметить изменение мощностей отдельных слоев (рис. I). Часто

гравитационные складки встречаются в оползневых структурах других типов. Углы, при которых осадок начинает движение, могут быть менее I° (Prior , Coleman , 1982).

Дальнейшее усложнение структуры приводит к появлению пологих разрывов с незначительным смещением (рис. 39). Эта стадия является переходной к образованию изолированных оползневых тел.

Под оползневыми телами понимается любой отрыв массы осадков и перемещение его вниз по склону на некоторое расстояние без существенного нарушения внутренней структуры оползневой массы (Marine Slides ..., 1982). В оползнях происходит пластический сдвиг по отдельным поверхностям скольжения (Nardin et al. , 1979). Наиболее часто оползневые тела различают по форме поверхности скольжения - прямолинейной или вогнутой (оползни с вращением). В районах с интенсивным проявлением оползневых процессов выделение различных типов крайне затруднено, так как каждое последующее оползание часто сильно деформирует нижележащие отложения. Морфология поверхности скольжения также иногда имеет сложную форму.

Расстояния, на которые перемещаются отдельные блоки, составляют несколько километров, а в ряде случаев, когда перемещаются более древние, т.е. более плотные отложения, и значительно больше. У оползней с вращением смещение несколько меньше. Следует также отметить, что при оползании неконсолидированных осадков, различные части двигающейся массы могут смещаться на различные расстояния.

Контакты с подстилающими и более молодыми отложениями обычно резкие, однако по простиранию иногда наблюдается постепенный переход к ненарушенным слоистым осадкам как по восстанию, так и по падению склона и образование зоны отрыва в этом случае не

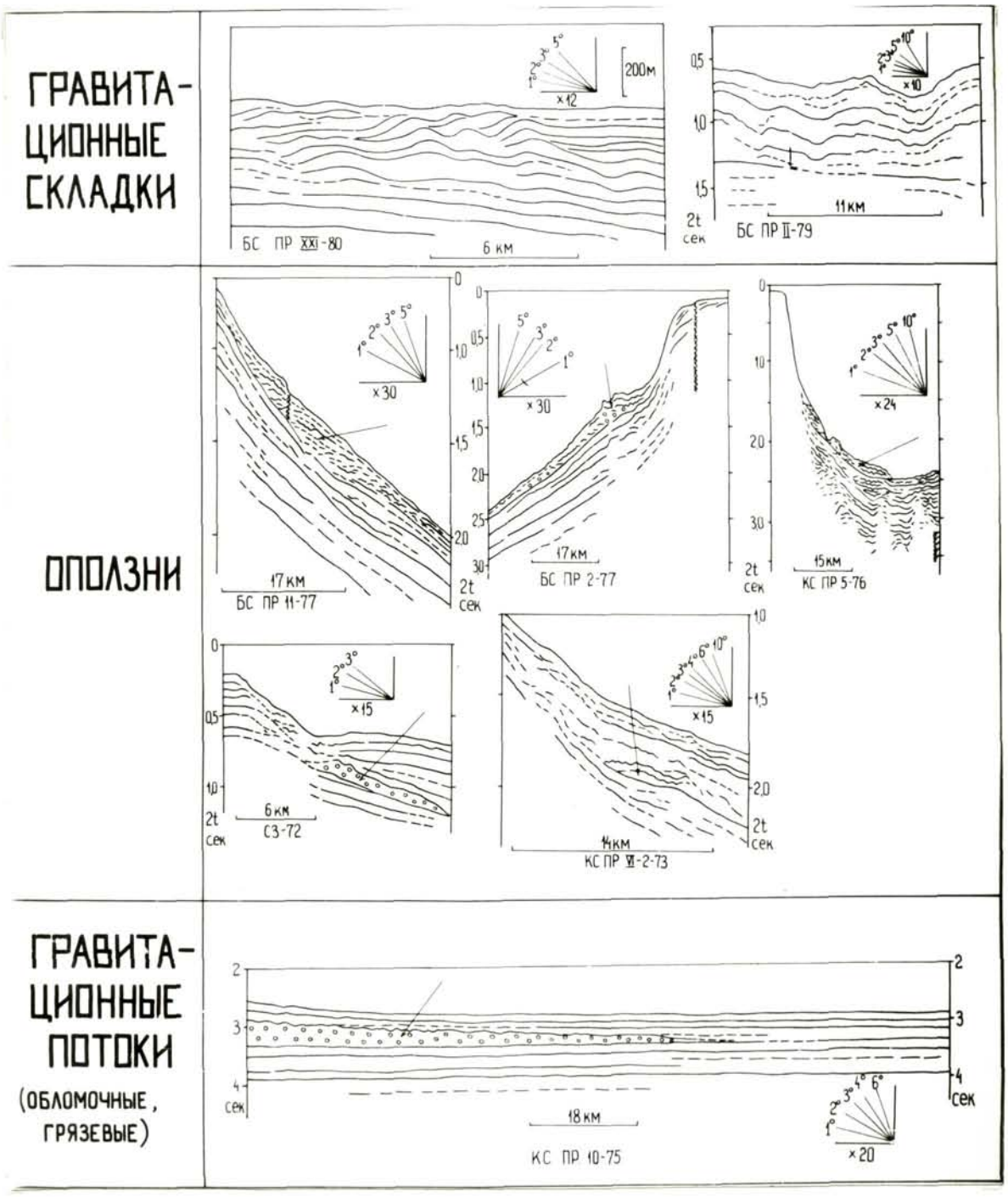

Рис. I. Основные типы гравитационных структур (показаны стрелками) по данным НСП (по Nardin et al., 1979, с изменениями автора).

С-З - северо-западный континентальный склон Черного моря; КС - Крымский сектор; БС - Болгарский сектор.

происходит (рис. I, 39). Но наиболее часто оползневые массы представляют собой четко ограниченные в пространстве тела, слоистая структура в которых сохраняется, за исключением, возможно, головной части или основания. Подошва имеет преимущественно прямолинейную или слегка волнистую форму, в кровле слои иногда значительно деформированы (Emery et al. , I970; Moore et al. , I976).

Движение осадков вызывает образование складок и разрывов, которые могут затрагивать как один слой, так и значительную часть оползня. Их ориентация может быть различной (рис. 39). В головной части оползневых тел иногда наблюдаются структуры выдавливания (Nardin et al. , I979).

Пространственно оползневые тела тяготеют к основанию континентального склона, где меняется угол наклона дна, но могут встречаться практически на любом его участке.

Дальнейший рост сдвигающих напряжений приводит к разрушению когэзионных связей между частицами и режим движения становится вязким (Dott , I963; Пыхов, I976). Р.Х. Дотт относит к этому типу движение разжиженных масс и суспензионные потоки. Гравитационные потоки масс рассмотрены также Р.М. Картером, который выделяет потоки зерен, оползни-крипы (распространены преимущественно в каньонах) и флюксотурбидиты (Carter , I975). Последние занимают промежуточное положение между оползнями и мутьевыми потоками.

В работе рассматривается лишь одна группа гравитационных потоков, среди которых выделяются потоки обломков, потоки зерен и грязевые потоки. Они возникают, когда сдвиговые напряжения распространяются по всей массе осадков. Характер движения преимущественно ламинарный. Другие типы потоков не рассматриваются,

так как в осадочных бассейнах они формируют довольно простую параллельно-слоистую структуру и для их выделения необходимы литологические данные.

По морфологическим и структурным особенностям достаточно уверенно выделяются обломочные и грязевые потоки (Nardin et al., 1979). Значение потоков зерен крайне мало из-за их незначительной мощности, обычно не превышающей нескольких сантиметров.

Работы последних лет показали, что потоки обломков присутствуют во многих колонках и скважинах по периферии современных осадочных бассейнов и что они играют значительно большую роль в осадконакоплении, чем это предполагалось до сих пор (Embley , 1980, 1976; Klein , 1975; Jacobi , 1976; Stanley ,1974, Bartolini et al. , 1972). Они распространяются на десятки и сотни километров при углах наклона менее 1°. В поперечном сечении потоки обломков, как правило, имеют линзовидную форму. Их мощность обычно составляет несколько метров, но может быть и значительно больше. Характерным признаком является наличие основной массы, представленной тонким материалом, и включений, размер которых достигает нескольких сантиметров. Площади, покрываемые потоками обломков, в некоторых случаях составляют несколько десятков квадратных километров (Embley , 1976). Градация и слоистость обычно плохо развиты, но в тех случаях, когда они имеются, расположены параллельно течению или наклонены вверх или вниз в потоке. Часто этот тип отложений встречается в руслах каньонов (Stanley , 1974; Hiscott, Middleton , 1979). В плане потоки обломков имеют разнообразную форму - от вытянутой до пальцеобразной. Во многих случаях удается установить связь потоков с образованием оползней на континентальном склоне.

Грязевые потоки выделяются менее уверенно. Они представляют собой пластичное "течение" тонких, преимущественно глинистых осадков и встречаются не только на континентальном склоне, но и на внешнем крае шельфа (Kraft et al. , 1979). Первоначальная слоистость, как правило, полностью нарушена, но на некоторых участках отдельные фрагменты ее могут сохраниться.

В плане грязевые потоки имеют конусовидную или овальную форму с отдельными выступами по направлению падения склона. Мощность деформированных отложений достигает нескольких десятков метров. Смещение осадков часто оценить трудно, но, по-видимому, оно значительно меньше, чем у потоков обломков (Nardin et al. , 1979; Kraft et al. , 1979).

Перечисленные гравитационные структуры являются основными и достаточно уверенно выделяются по структурным особенностям. Следует отметить, что выделенный ряд, как и при исследованиях на суше, отражает постепенное усложнение внутренней структуры и увеличение мобильности смещающихся осадков в этом же направлении. Очевидно, что для определения некоторых типов потоков масс необходимы литологические и физико-механические данные, а в некоторых случаях дополнительные экспериментальные исследования. С другой стороны, изучение гравитационных осадочных потоков в конкретных регионах показало, что по мере их продвижения и одновременно обычно действуют несколько механизмов течения и это в значительной степени затрудняет их выделение (Lowe , 1979). Из этого также следует, что в отложениях с более нарушенной внутренней структурой могут встречаться фрагменты более простых оползневых деформаций.

Таким образом, имеющиеся в настоящее время данные свидетельствуют о большом разнообразии гравитационных структур и

их значительной роли в строении осадочного чехла на континентальном склоне и континентальном подножии. Установлено также, что перемещение огромных масс осадков происходит не только по подводным каньонам, но и на обширных, относительно гладких участках континентального склона. Так как наиболее грубый материал из прибрежных источников питания и шельфа транспортируется в глубоководные части осадочных бассейнов преимущественно через подводные каньоны, то средний размер зерен гравитационных осадков на сглаженных участках склонов будет меньше (Nardin et al., 1979).

Смещение осадков происходит при различных углах, в том числе не превышающих 1^{0} (Lewis , 1971). Очевидно, что причины нарушения устойчивости отложений могут быть различными, и, по-видимому, в природе наиболее часто встречаются комбинации из нескольких факторов. Их общее число у некоторых авторов достигает 15 (Prior , Coleman , 1982). Но основными причинами, приводящими к оползанию, следует считать следующее: скорость седиментации, литологические особенности разреза, степень литификации, подрезание потоками и течениями, сейсмическая активность, изменение уровня моря, биотурбации. Очевидно, что многие причины взаимосвязаны и в значительной степени зависят друг от друга. Так, понижение уровня моря ведет к осушению огромных площадей шельфа, увеличению сноса терригенного материала и выносу его непосредственно на континентальный склон. На таких участках резко увеличиваются скорости осадконакопления и, не успевший затвердеть осадок, вследствие давления перекрывающих отложений, землетрясений или других причин может начать движение вниз по склону (McGregor , Bennett , 1979; Monroe , 1969; Moore , 1961; Summerhayes et al. ,

1979; Логинов, 1973; Roberts , 1972; Dingle , 1980; Embley , 1982). Некоторые исследователи считают также, что определенное значение должно иметь изменение угла наклона поверхности осадконакопления при изменении скорости прогибания осадочного бассейна или поднятия смежных областей шельфа и суши (Dingle , 1980). Однако оценить роль тектонического фактора в конкретных регионах крайне сложно.

Таким образом, перечисленные выше причины возникновения оползневых деформаций показывают, что наиболее благоприятными для их возникновения являются дельты рек и вершины подводных каньонов на внешнем крае шельфа. Вместе с тем, геолого-геофизические данные по различным регионам свидетельствуют также о том, что движение осадков под действием силы тяжести широко распространено и на других, относительно гладких участках континентального склона.

В заключение еще раз отметим, что несмотря на очевидные трудности, выделение различного типа гравитационных структур достаточно уверенно можно проводить по сейсмическим (главным образом сейсмоакустическим) данным.

Государственная Библиотека СССР им. В. И. Ленина

ГЛАВА 2.

АППАРАТУРА, МЕТОДИКА И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКОГО ПРОФИЛИРОВАНИЯ НА КОНТИНЕНТАЛЬНОМ СКЛОНЕ И ПОДНОЖИИ.

При проведении сейсмоакустических исследований использовался серийно выпускаемый комплекс "Скат" - "Горизонт", разработанный совместно СКБ МГ СССР и лабораторией сейсмоакустики МГУ им. М.В. Ломоносова. Описание основных узлов и блоков аппаратуры дано в многочисленных отчетах, статьях и в монографии А.В. Калинина и др. "Сейсмоакустические исследования на акваториях" (1983), поэтому здесь остановимся на основных параметрах методики и некоторых особенностях интерпретации сейсмоакустических данных, получаемых на континентальном склоне.

Основной объем работ выполнен в следующем методическом варианте: центральная частота возбуждения составляла 75-90 Гц, общая энергия менялась от 15 до 30 кДж, детальность, как правило, не превышала 30-40 точек на 1 пог. км профиля. Глубинность исследований при данной методике резко менялась по площади - в среднем от 1,0 сек до 2,0 сек, разрешающая способность по вертикали составляла 20-30 м, по горизонтали - 600 м на дне при глубине воды в 2000 м.

Первичный материал получен в виде временных сейсмических разрезов, на которых регистрируются времена прихода отраженных волн. До недавнего времени при интерпретации сейсмических данных использовались в основном кинематические параметры волновой картины, т.е. изучались структурные особенности разрезов отложений. Повышение качества первичных материалов и совершенствование методов их обработки позволило эффективно применять и дина-

мические параметры волновой картины, что дано возможность делать вполне обоснованные выводы о вещественном составе и генезисе осадочных толщ даже при малом объеме бурения. Широко стали применяться классические геологические методы анализа (стратиграфический, литолого-фациальный, палеоструктурный и т.д.). В наиболее полном виде эта методика интерпретации была разработана группой американских специалистов, работающих в фирме "Экссон" (Сейсмическая стратиграфия, 1982, т. I,2). Необходимо отметить, что в указанной работе практически не освещены вопросы, касающиеся изучения гравитационных структур в отложениях континентального склона и его подножия и роли литодинамических процессов при формировании структуры осадочного чехла в этих зонах.

Опыт проведения сейсмоакустических исследований и анализ опубликованных материалов показывают, что интерпретация сейсмоакустических данных, получаемых на наклонных участках дна (континентальный склон, собственно говоря, можно рассматривать как частный случай таких участков) обладает рядом специфических особенностей. Последние связаны, во-первых, с большими наклонами отражающих горизонтов и площадок, часто критическими для сейсморазведки. Во-вторых, геологические тела в пределах склона в большинстве случаев имеют четкие ограничения и их размеры в плане обычно не превышают нескольких десятков километров. Из этого следует, что волновая картина может резко меняться на незначительном расстоянии. В-третьих, интенсивная деятельность обвально-оползневых процессов часто приводит к нарушениям первоначальной структуры осадочного чехла, причем масштабы проявления этих процессов могут быть весьма большими. В-четвертых, большой перепад глубин и более сложный рельеф дна также приво-

дят к усложнению волновой картины и ее резкой изменчивости в пространстве. Очевидно, в реальных условиях мы обычно имеем дело с комплексом перечисленных факторов, т.е. волновая картина может отличаться большой изменчивостью как по вертикали, так и в латеральном направлении.

Сейсмогеологические условия на шельфе и в глубоководных частях современных осадочных бассейнов резко отличаются от перечисленных выше. В глубоководных областях волновая картина сохраняется практически неизменной на расстоянии в сотни километров. Благоприятным фактором является также и отсутствие при большой глубине воды кратных и неполнократных волн, связанных с границей вода-воздух.

Более сложные взаимоотношения различных типов волновой картины характерны для шельфовых областей. Это объясняется в первую очередь большим количеством волн-помех, связанных с границей вода-воздух, разнообразием литологических типов отложений, незначительными, как правило, углами наклона отражающих горизонтов и наличием несогласий, обусловленных размывом отложений вследствие колебаний уровня морского бассейна и тектоническими движениями.

Как видно, по сейсмогеологическим условиям континентальный склон резко отличается от других морфологических зон современных осадочных бассейнов. Перечисленные выше особенности волновой картины предопредилили и иной подход к интерпретации сейсмоакустических данных на континентальном склоне. Если при анализе материалов, получаемых методом общей глубинной точки (ОГТ), информация о формировании осадочного чехла в рассматриваемых зонах основывается на изучении морфологии и внутреннего строения прямых, обратных и проградационных клиноформ (Шимкус,

Шлезингер, 1984), имеющих часто значительные размеры (в среднем десятки километров в плане и мощности в сотни метров), то при интерпретации сейсмоакустических данных на первый план выдвигается анализ тонких особенностей волновой картины для толщ значительно меньшей мощности. При этом следует отметить, что меньшая по сравнению с методом ОГТ глубинность исследований часто приводит к тому, что интерпретация проводится в пределах одной клиноформы. В этом случае определение детальной структуры осадочной толщи вызывает большие затруднения, так как изменения типов волновой картины зависят от многих факторов, сходные типы записи могут быть обусловлены как литологическими факторами, так и последующими изменениями первоначальной структуры осадков под действием прежде всего обвально-оползневых процессов.

Таким образом, сопоставление сейсмогеологических условий в различных геоморфологических зонах показывает, что стратиграфическое расчленение осадочных образований континентального склона и его подножия в некоторых случаях предпочтительнее проводить со стороны глубоководных участков, где волновая картина менее сложная. Это тем более справедливо для районов, характеризующихся: I) сложными сейсмогеологическими условиями на внешнем крае шельфа; 2) наличием разрывных нарушений вдоль бровки шельфа и в верхней зоне континентального склона; 3) фрагментарностью осадочного покрова на крутых участках склона.

При сейсмоакустических исследованиях с различными методическими вариантами, информация, получаемая на одних и тех же участках, будет существенно отличаться. Вследствие этого региональный анализ сейсмоакустических данных, основанный на изучении тонких особенностей волновой картины, необходимо проводить на материалах, полученных при одном методическом варианте.

В настоящей работе основной объем работ выполнен при центральной частоте возбуждения 75-90 Гц и общей энергии 15-30 кДж.

Для дальнейшего изложения представляется целесообразным рассмотреть основные типы волновой картины, наиболее часто используемые при интерпретации, и характер их переходов в горизонтальном и вертикальном направлениях.

Наиболее простой тип волновой картины наблюдается на ложе Черноморской впадины (рис. 2). Верхний осадочный комплекс представлен на сейсмограммах системой параллельных дну горизонтальных отражающих горизонтов различной интенсивности. Мощность выделенных пачек сохраняется на расстоянии в десятки и сотни километров. Интенсивность отдельных горизонтов также мало меняется по латерали. При подобных соотношениях определенные выводы о поступлении терригенного материала (латеральным разносом или выпадением сверху) делать трудно, так как в разрезе с субпараллельным расположением отражающих горизонтов характер волновой картины для этих типов осадков практически идентичный. Для их выделения использовались данные глубоководного бурения.

Второй тип волновой картины резко отличается от предыдущего отсутствием протяженных отражающих горизонтов. Толщи с вторым типом (нерегулярной слоистостью) включают в себя акустически "прозрачные" участки и хаотически расположенные между ними отражающие площадки различной конфигурации и протяженности (рис. 3). Наиболее часто они встречаются на континентальном склоне, но иногда отмечаются и в глубоководной котловине. В последнем случае отсутствие отражающих горизонтов в некоторых толщах связано, очевидно, с литологическим однообразием слагающих их осадков. Геологические тела, характеризующиеся нерегулярной слоистостью, имеют, как правило, сложную морфологию. Неровная кровля этих

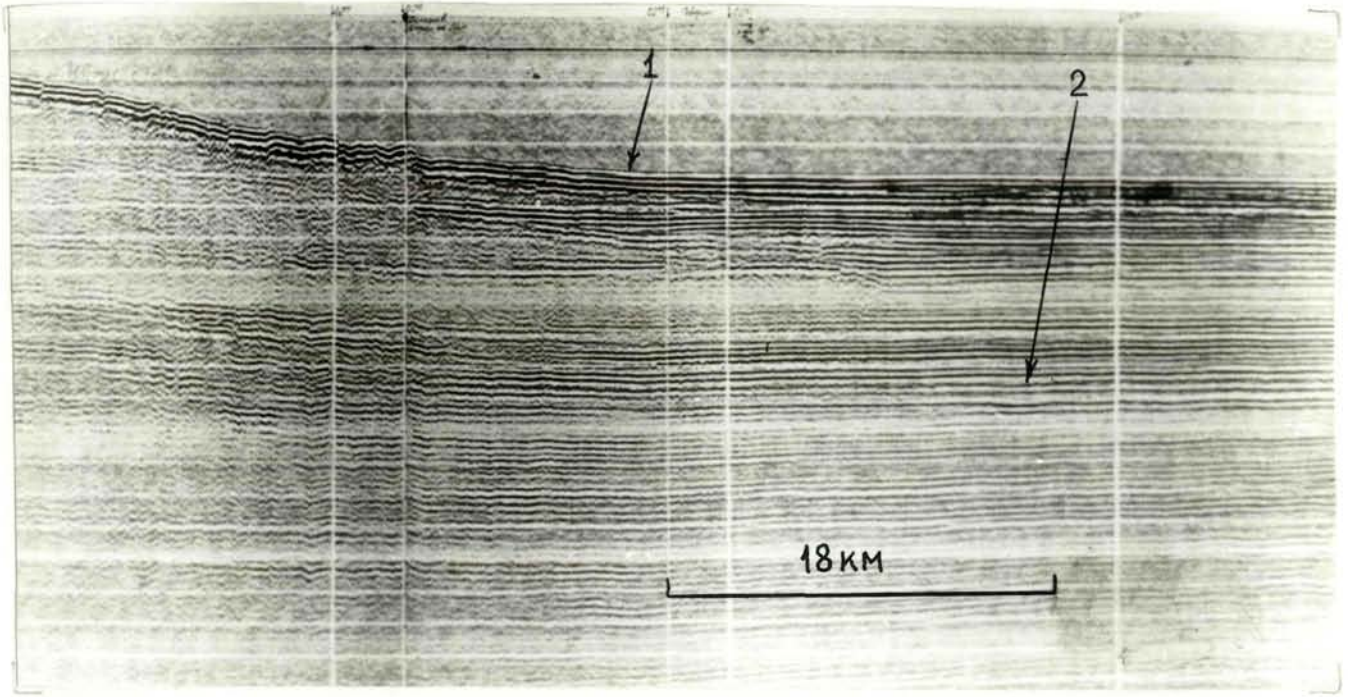

Рис. 2. Фрагмент сейсмограммы. Пример записи ненарушенных отложений с протяженными параллельными отражающими горизонтами.

I – дно; 2 – ненарушенные отложения.

тел, их выклинивание в сторону глубоководной впадины, а также сложное внутреннее строение (хаотическое расположение отражающих площадок, их сложная конфигурация), позволяют утверждать, что образование подобных тел связано с нарушением первоначальной слоистости отложений под действием разнообразных факторов, связанных прежде всего с гравитационными процессами. Отдельные отражающие горизонты следует рассматривать как фрагменты первичной слоистой структуры.

Третий тип волновой картины, часто встречающийся на континентальном склоне, особенно в его верхней части, характеризуется наличием коротких разнонаклонных отражающих горизонтов и площадок, которые, как правило, равномерно располагаются в разрезе (рис. 4). Отражающие горизонты имеют прямолинейную или волнистую форму и обычно не интенсивные. Несмотря на довольно сложное строение волновой картины подобие слоистой структуры сохраняется. Поскольку изменение морфологии отражающих горизонтов в разрезе не подчиняются какой-либо закономерности, можно утверждать, что их деформации являются конседиментационными и продолжались в течение всего времени формирования толщи осадков. Отложения с третьим типом волновой картины в работе названы слабодеформированными.

На отдельных участках встречаются и другие типы волновой картины, представляющие собой комбинации из перечисленных выше, но они имеют подчиненное значение и рассматриваются ниже в главах 3 и 4.

При интерпретации сейсмических материалов, помимо изучения волновой картины, детально рассматривалась морфология отдельных отражающих горизонтов, их интенсивность, протяженность и взаимоотношения в разрезе.

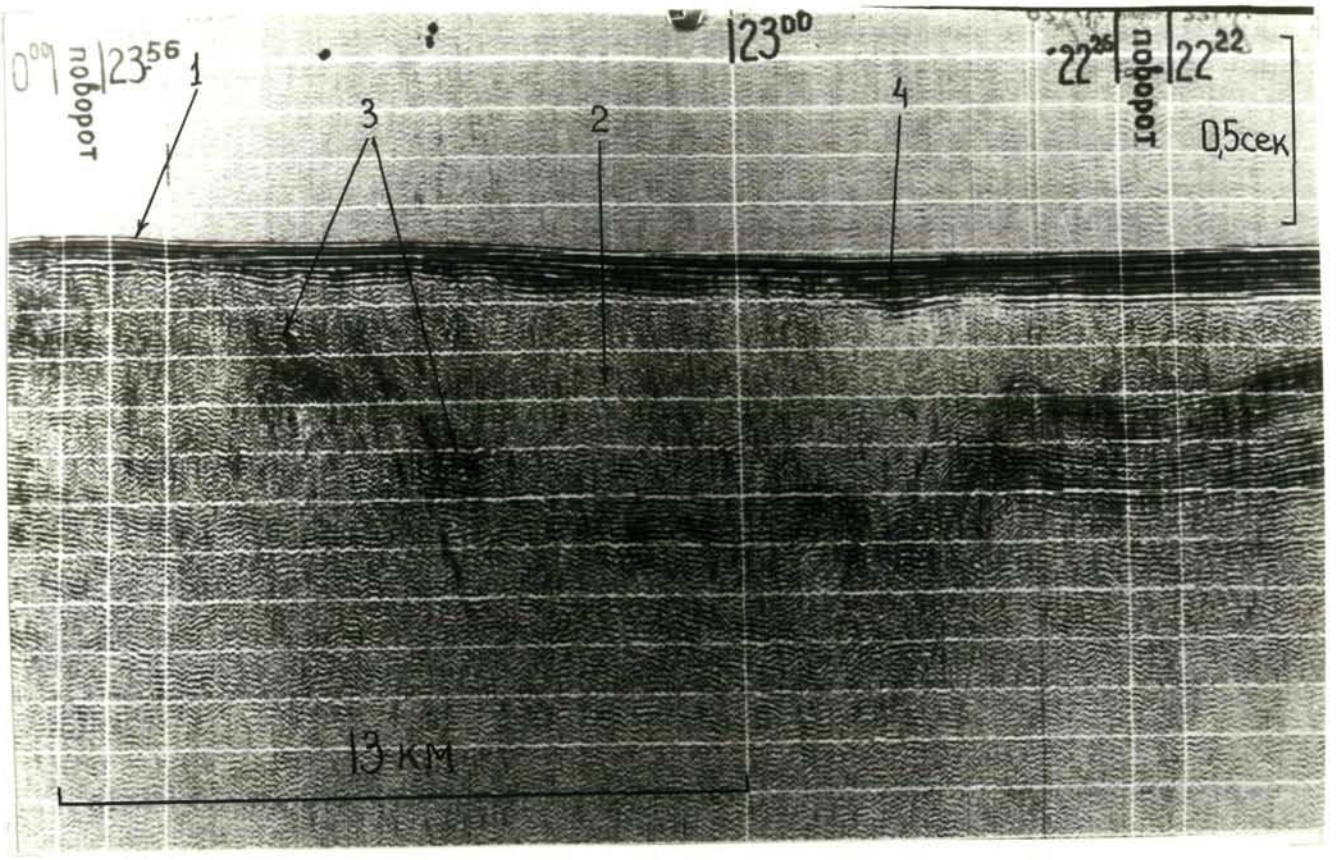

Рис. 3. Фрагмент сейсмограммы. Пример записи отложений с нерегулярной слоистостью.

I - дно; 2 - отложения с нерегулярной слоистостью; 3 - отдельные отражающие горизонты в отложениях с нерегулярной слоистостью; 4 - горизонтально залегающие осадки.

Если выделение разрывных и складчатых дислокаций в осадочных образованиях по сейсмоакустическим данным в большинстве случаев не вызывает затруднений, то выявление гравитационных структур часто оказывается весьма сложной задачей. Это объясняется главным образом тем, что различные типы гравитационных структур довольно редко встречаются изолированно. На многих участках континентального склона и его подножия неоднократные проявления литодинамических процессов приводят к формированию своеобразных геологических тел, в которых крайне трудно выделить отдельные типы гравитационных структур. Примером таких участков являются области лавинной седиментации, связанные, в основном, с выносом терригенного материала реками и с подводными конусами выноса. Детальное изучение структуры отложений осложнено здесь также тем, что все последующие гравитационные процессы приводят часто к деформациям и нижележащих осадков. Вследствие этого, при интерпретации сейсмоакустических данных в подобных районах необходимо использовать сведения о пространственном положении отложений со сходными типами волновой картины, что позволяет в некоторых случаях делать выводы о первичности или вторичности наблюденных структурных соотношений.

Как было показано в главе I, максимальное удаление от континентального склона отмечается для гравитационных потоков. Учитывая их резкие отличия по типу волновой картины от горизонтально залегающих недеформированных осадков глубоководных частей осадочных бассейнов, представляется целесообразным начинать выделение гравитационных структур именно со стороны глубоководных участков. Прослеживая далее эти структуры по направлению к бровке шельфа, необходимо также принимать во внимание тот факт, что, по мере продвижения терригенного материала, тип движения может

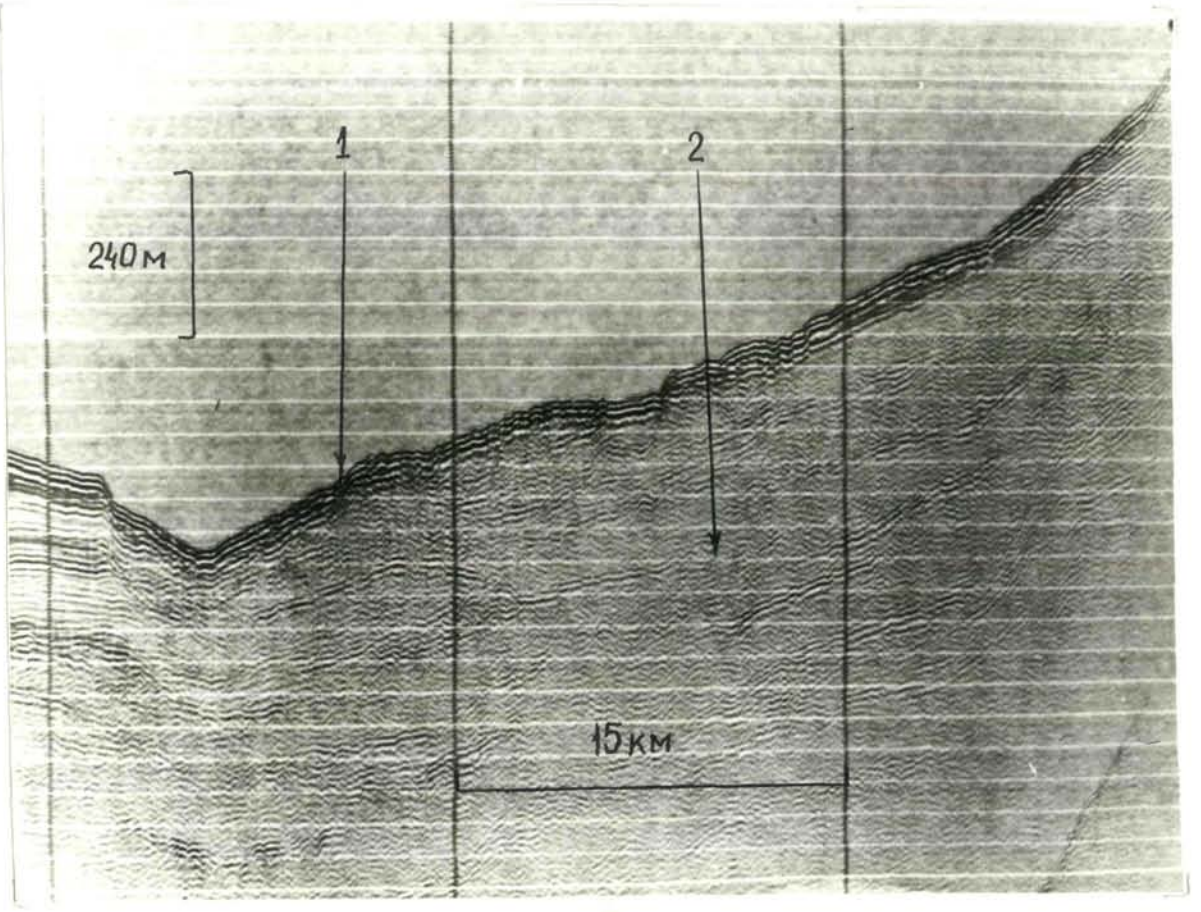

Рис. 4. Фрагмент сейсмограммы. Пример записи отложений с третьим типом волновой картины (слабодеформированных). Крымский сектор Черного моря.

I - дно; 2 - слабодеформированные отложения.

меняться, вследствие чего происходит постепенное замещение одного типа волновой картины на другой.

Таким образом, анализ пространственного изменения как отдельных отражающих горизонтов, так и типов волновой картины позволяет достаточно надежно выделять гравитационные структуры и делать выводы о способах переноса терригенного материала и на таких сложнопостроенных участках, какими являются континентальный склон и его подножие.

Для определения мощности отложений в работе использовались следующие значения скоростей упругих волн: 1,8 км/с в Крымском секторе и 2,0 км/с в Болгарском секторе (Геологическая история..., 1980).

ГЛАВА 3.

СТРОЕНИЕ ПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО СКЛОНА И ЕГО ПОДНОЖИЯ В КРЫМСКОМ СЕКТОРЕ.

При изучении строения верхней части осадочного чехла континентального склона и его подножия большое значение имеют сведения о морфологических особенностях этих зон, поэтому рассмотрим сначала кратко основные черты рельефа континентальной окраины Крымского сектора.

§ 3.I. Основные черты рельефа континентальной окраины к югу от Крыма

Основные геоморфологические элементы, выделяемые на континентальной окраине к югу от Крыма (шельф, континентальный склон и подножие), характеризуются продольной и поперечной зональностью, обусловленной, по-видимому, их структурными особенностями.

В.П. Гончаров и др. (1972) в Крымском секторе Черного моря выделили Крымский и Керченско-Таманский геоморфологические районы. Крымский район в свою очередь подразделяется на Центральный, ограниченный береговой линией от м.Херсонес до г.Ялта, и Восточно-Крымский участки (г. Ялта - г. Феодосия). Граница между ними приблизительно совпадает с Ялтинской зоной разломов.

На Центральном участке шельф имеет ширину 25-28 км, а к югу от м.Айя - до 35 км. Глубина бровки шельфа не превышает здесь I40-I60 м. К востоку от Ялты (Восточно-Крымский участок) материковая отмель (шельф) сужается до 6-7 км, а глубина ее внешнего края сокращается до 75-82 м. Переход к континентальному склону на этих участках довольно резкий.

В Керченско-Таманском районе шельф в среднем имеет ширину

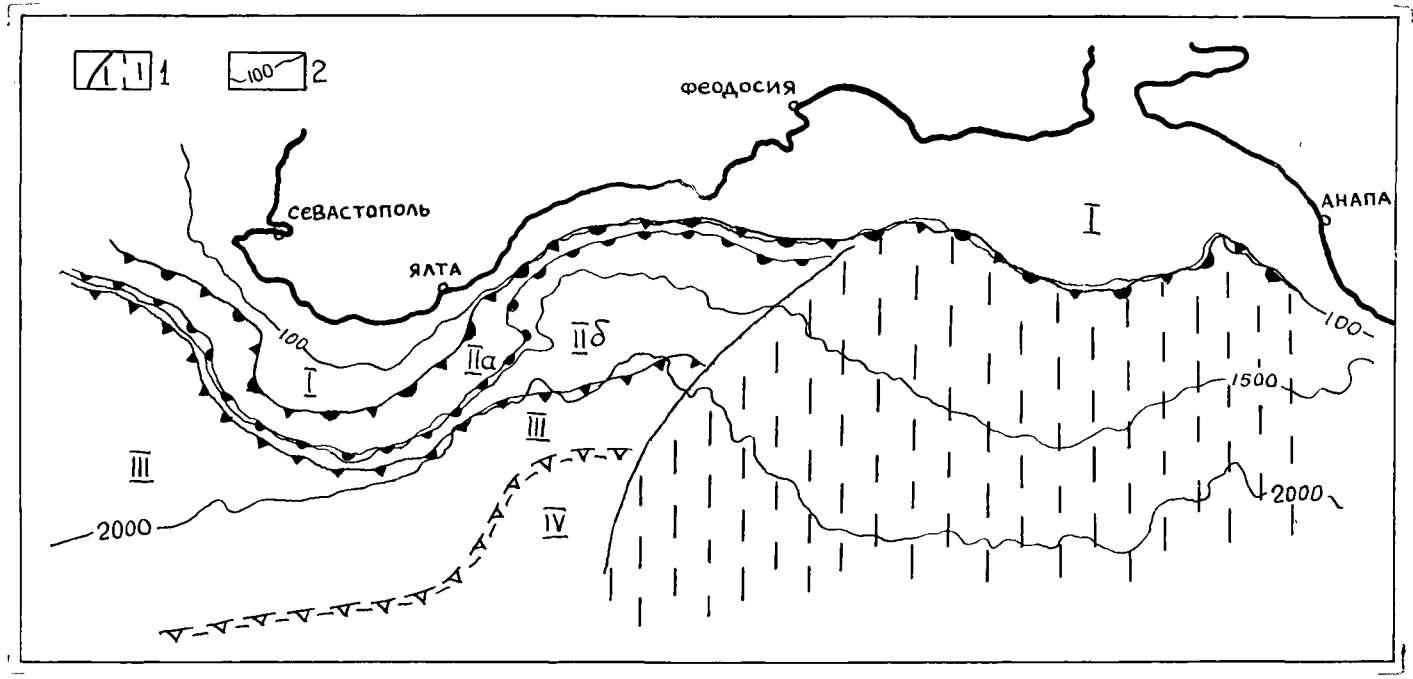

Рис. 5. Основные геоморфологические элементы континентальной окраины к югу от Крыма (по Козлову и Маеву, 1980 с дополнениями автора).

I – шельф; II – континентальный склон: а–верхняя зона, б–нижняя зона; III – континентальное подножие; IУ – абиссальная равнина. 1 – подводный конус выноса; 2 – изобаты в м.

40-50 км, уменьшаясь до 20 км на меридиане м.Чауда. Глубина его бровки также меняется в широких пределах - от 100 м до 140-160 м южнее Керченского пролива.

Указанные различия в морфологии шельфа находят свое отражение в рельефе континентального склона и его подножия (Щербаков и др., 1980). В настоящее время в Крымском секторе континентальный склон подразделяется на две зоны - нижнюю и верхнюю (рис. 5). Граница между ними проходит на глубинах 1000-1300 м и выражена она изменением угла наклона поверхности дна. Определенной закономерности не наблюдается, но наиболее часто наклон дна меньше в верхней зоне.

На Центральном участке (западнее Ялты) уклоны в среднем составляют 6-10°, иногда в нижней зоне склона увеличиваясь до 15-20°. Поперечное расчленение значительно, однако многочисленные подводные долины обычно слабо врезаны. Они имеют преимущественно U - и V -образную форму, причем в плане некоторые из них прямолинейны. Ряд участков континентального склона представляет собой раздробленную поверхность, в пределах которой уклон дна меняется от нескольких минут до 20 и более градусов (Козлов, Маев, 1980). Прямолинейные участки долин и многочисленные уступы, по-видимому, обусловлены наличием разрывных нарушений. К югу от м.Айя на глубине около 2 км в широком направлении протягивается неглубокая долина, не имеющая видимой связи с прилегающим склоном (Гончаров и др., 1972).

На Восточно-Крымском участке континентальный склон более крутой. Местами углы наклона превышают 30°. Подводные долины в верхней зоне выражены более отчетливо, чем в нижней. В отличие от Центрального участка здесь значительно увеличивается ширина нижней части континентального склона и уменьшается ее

наклон (рис. 5).

Ниже по падению склона в Крымском секторе выделена зона, верхней границей которой является четко выраженный перегиб профиля у основания материкового склона, а нижняя отмечается сменой холмистого рельефа плоской выровненной поверхностью (Маев и др., 1980). Эта зона (континентальное подножие) имеет слабоволнистый или холмистый рельеф и уклон от 0,01 до 0,001 (Леонтьев, 1968). Впервые в Черноморской впадине оно было выделено В.И. Головинским (1970) для ее северной окраины. Континентальное подножие протягивается широкой полосой вдоль основания склона и резко расширяется в западном направлении (Ross et al., 1974).

Восточную часть Крымского сектора занимает подводный конус выноса Керченского пролива (Маловицкий и др., 1975). Этот крупный геоморфологический элемент, как и многие другие подводные конусы выноса, хорошо выражен в рельефе дна. Углы наклона поверхности дна на этом участке значительно меньше, чем на рассмотренных выше, и составляют 1-3°, причем уклоны больше в его верхней части. Характерной чертой его рельефа являются подводные долины шириной в первые километры и глубиной до 300-350 м (Гончаров и др., 1972). Максимальная крутизна бортов в долинах достигает 15°. По падению склона они становятся более широкими, их глубина уменьшается и при переходе к глубоководным частям впадины долины исчезают.

Южнее перечисленных выше зон выделяется Центральная котловина, представляющая собой плоскую выровненную поверхность. Она занимает наиболее удаленные от основания континентального склона районы и имеет глубины более 2 км.

Таким образом, в Крымском секторе Черного моря в пределах

континентального склона имеется два крупных геоморфологических элемента - довольно крутой собственно континентальный склон с континентальным подножием и наложенная на него крупная аккумулятивная форма - подводный конус.

§ 3.2. Сопоставление данных сейсмопрофилирования с разрезом скв.DSDP 379A.

Известно, что плейстоцен-голоценовые отложения на континентальном склоне в Крымском секторе Черного моря развиты фрагментарно (Старовойтов и др., 1977). Они практически отсутствуют в узкой полосе, которая протягивается ниже бровки шельфа к западу от г.Феодосия. Здесь на поверхность дна выходят нижнемеловые известняки (Щербаков и др., 1977), отложения таврической серии (Жигунов, 1982) и нижнемеловые андезито-дацитовые туфы (Жигунов, 1983).

На крутых участках континентального склона в районе Ялты выявлены отдельные оползневые тела, мощность которых меняется от нуля до первых сотен метров. Изучение внутренней структуры верхней части осадочного чехла свидетельствует также о значительной латеральной и вертикальной изменчивости осадочных толщ в этом районе. Перечисленные особенности строения, а также наличие разрывных нарушений (Моргунов и др., 1979) показывают, что стратиграфическое расчленение, которое обычно основывается на сопоставлении с известными данными по шельфу и прилегающим участкам суши, в данном случае практически невозможно и может привести к большим ошибкам. Ниже по склону в зоне перехода к глубоководным частям впадины отложения этого возраста имеют более простое строение. Они представлены здесь преимущественно

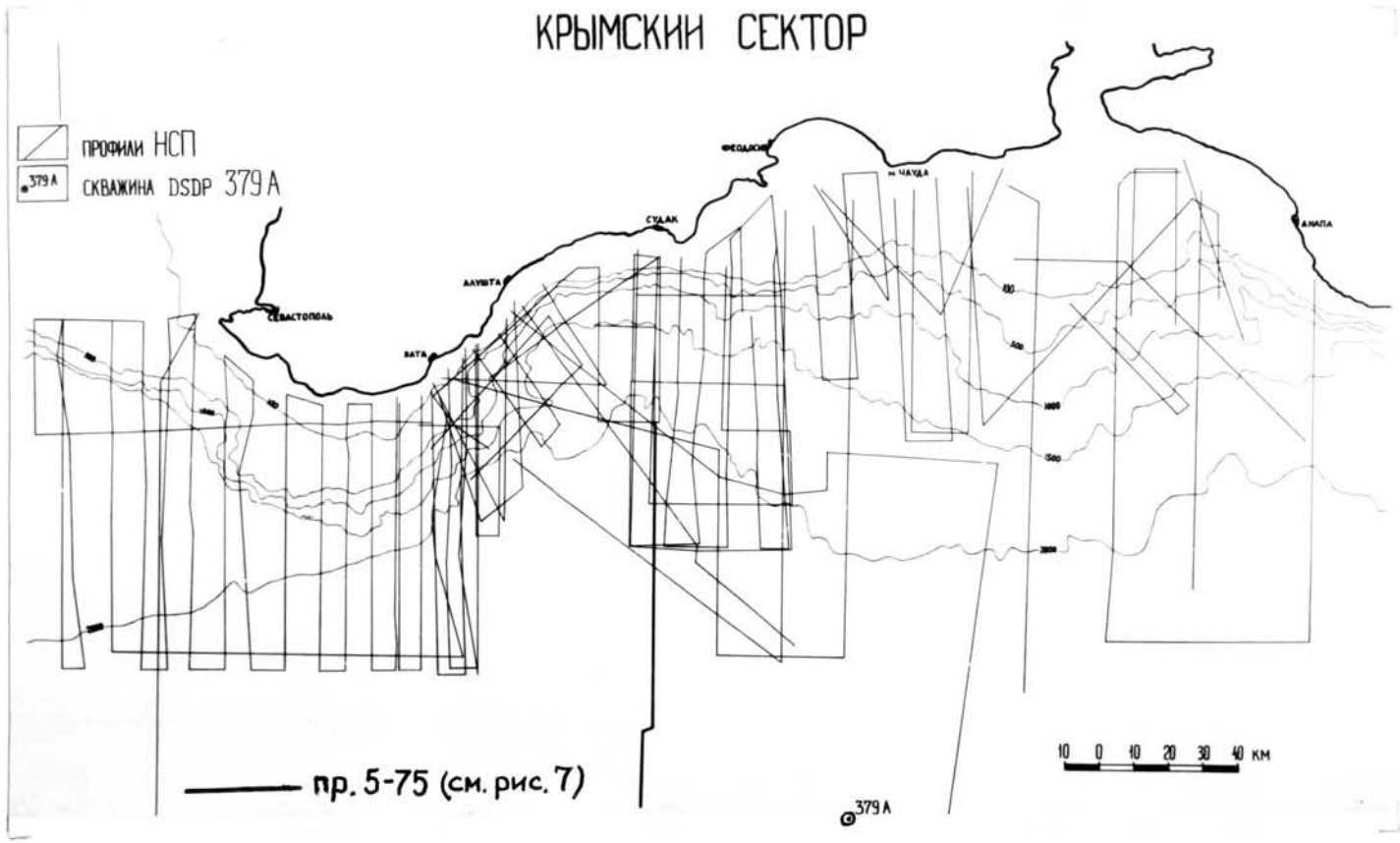

Рис. 6. Схема расположения профилей НСП в Крымском секторе Черного моря.

ненарушенными осадками с протяженными субпараллельными отражающими горизонтами. Вследствие этого, выделение опорных горизонтов и их прослеживание по площади целесообразно проводить со стороны глубоководной впадины, т.е. с юга на север.

При интерпретации данных непрерывного сейсмопрофилирования в Крымском секторе использовались результаты изучения разреза глубоководной скважины DSDP 379А, расположенной в восточной части акватории на глубине 2171 м (Initial Reports..., 1978; Геологическая история..., 1980; рис. 6). Было пройдено 624,5 м, причем скважина не вышла из плейстоценовых отложений. На рис. 7 представлен фрагмент профиля НСП, проходящего вблизи скв. 379А. Анализ волновой картины позволил выделить три толщи. Толща I представлена горизонтально залегающими отложениями с протяженными отражающими горизонтами. Видимая мощность составляет 290 м. В разрезе скважины ей соответствует пачка 9, сложенная илом, обогащенным кальцитом. Время формирования верхней части толщи I по данным глубоководной скважины - начало раннего плейстоцена (гюнц-миндель). Расчленение нижнеплейстоценовых отложений в скв. 379А не всеми исследователями проводится однозначно. В работе используется разделение этих отложений в соответствие с "Геологической историей..." (1980).

Выше залегает толща П, в нижней части которой, наряду с горизонтальными отражающими горизонтами, выделен участок с типичной нерегулярной слоистостью. Для него характерна как акустически "прозрачная" структура, так и присутствие коротких разнонаклонных отражающих площадок, иногда криволинейной формы (рис. 7). Контакты с подстилающими и перекрывающими осадками резкие. По направлению к скважине происходит быстрое замещение на отложения с волновой картиной, характерной для толщи I.

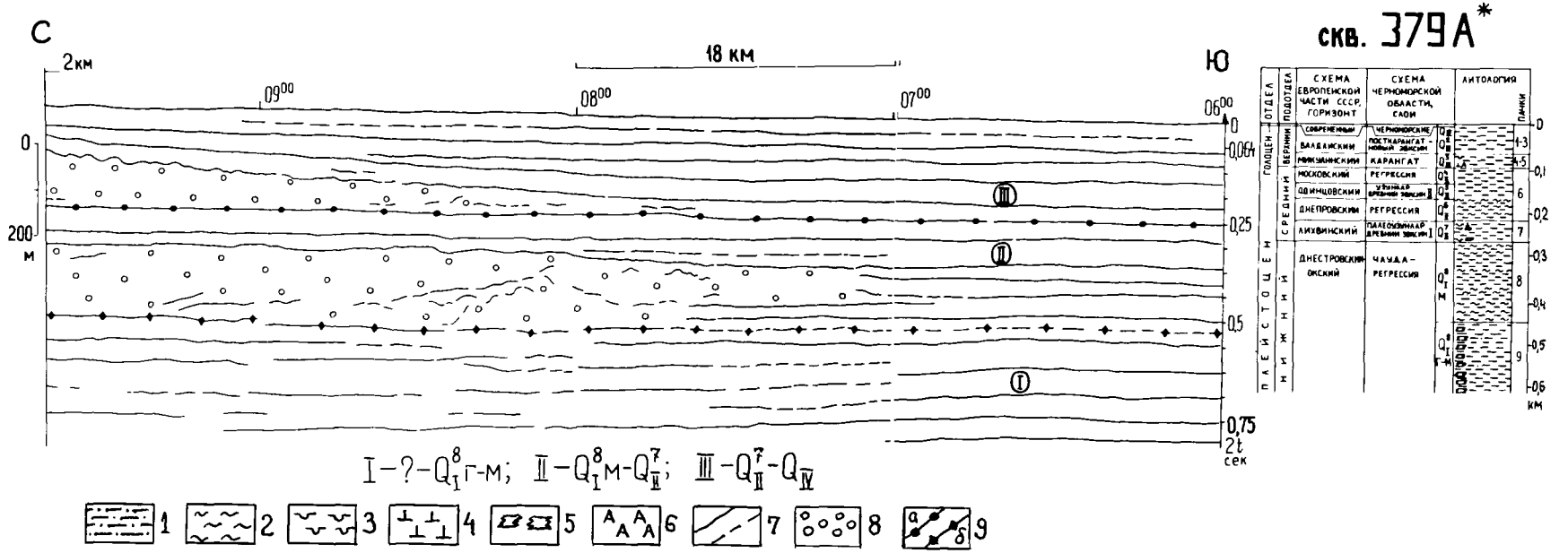

Рис. 7. Схема сопоставления разреза скв. 379А и сейсмоакустического профиля (см. рис. 6).

I - нижний плейстоцен (? - гюнц-миндель); II - нижний плейстоцен (миндель) - начало среднего плейстоцена; III - средний плейстоцен - голоцен; 1 - терригенные илы; 2 - пески, алевриты (турбидиты); 3 - диатомеи; 4 - наноилы; 5 - кальцитовые осадки; 6 - арагонит; 7 - отражающие горизонты и площадки; 8 - отложения с нерегулярной слоистостью; 9 - отражающие горизонты в основании: а - отложений среднего плейстоцена, б - миндельских отложений.

* - разрез скв. дан по "Геологической истории Черного моря..." (1980).

Мощность отложений с нерегулярной слоистостью меняется от 70 до 170 метров. Суммарная мощность толщи П около 250 м, возраст - конец раннего плейстоцена - начало среднего плейстоцена.

Толще П в разрезе скважины соответствуют пачки 8 и 7, сложенные терригенными илами. Пачка 8 содержит многочисленные отложения турбидитов с алевритовыми и песчано-алевритовыми прослоями. В некоторых песчано-алевритовых прослоях наблюдаются признаки косой слоистости и ряби, повышено количество обломков карбонатных пород (Геологическая история..., 1980, стр. 7). Необходимо отметить, что формирование отложений с нерегулярной слоистостью происходило во время днестровско-окского оледенения, а время образования перекрывающих отложений с горизонтальными отражающими горизонтами падает на конец этого ледниковья и лихвинское межледниковье.

Выше залегает толща Ш, в которой также выделены отложения с нерегулярной слоистостью и субгоризонтальными протяженными отражающими горизонтами. Мощность толщи не превышает 240 м. Как и в описанном выше случае, отложения с нерегулярной слоистостью залегают в основании разреза. Их мощность на фрагменте профиля (рис. 7) меняется от 50 до 100 м, постепенно уменьшаясь к югу по направлению к скважине. Контакты с вмещающими осадками также резкие. По возрасту толща Ш сопоставляется с пачками 1-6 среднего плейстоцена-голоцена. Время образования отложений с нерегулярной слоистостью достаточно хорошо совпадает с днепровской ледниковой эпохой. Пачки 1-6 представлены терригенными илами. В основании пачки 6 (колонки 19-24) часто встречаются турбидитовые отложения, содержащие алевритовые и песчано-алевритовые прослои. Как видно, отложение турбидитов происходило во время регрессии, связанной с днепровским оледенением (рис. 7).

Таким образом, анализ сейсмоакустического профиля и сопоставление его с разрезом скв. 379А показывает, что в течение плейстоцена-голоцена происходила периодическая смена условий осадконакопления, отразившаяся в характерных изменениях волновой картины. Структурно-морфологический анализ показывает, что отложения с нерегулярной слоистостью являются оползневыми телами (рис. 9, пр. 4-75, 5-75). Их образование, вероятно, связано с оползанием неконсолидированных водонасыщенных осадков, вследствие чего первоначальная слоистая структура была в значительной степени деформирована. Сходные по морфологии и типу волновой картины отложения широко известны на других континентальных окраинах (Walker, Massingill, 1970; Jacobi, 1976).

Аналогичные соотношения отмечаются и на соседних профилях (рис. 9). Учитывая вышесказанное, представляется целесообразным рассмотреть основные черты строения плейстоцен-голоценовых осадков континентального склона и его подножия в Крымском секторе Черного моря, взяв за основу характерные изменения структуры отложений вблизи скв. 379А. Временными границами выбраны прямолинейные отражающие горизонты в основании оползневых тел (рис. 7). Иными словами, структурно-морфологический анализ будет проводиться для отложений начала раннего плейстоцена (? - гюнц-миндель), конца раннего плейстоцена (миндель) - начала среднего плейстоцена и среднего плейстоцена-голоцена.

§ 3.3. Нижнеплейстоценовые отложения

Видимая мощность толщи доминдельских отложений на западном участке Крымского сектора по данным НСП достигает I км (рис. 8). Возраст нижней части толщи неизвестен. По типу волновой картины осадки разделены на две группы. Наибольшим распространением поль-

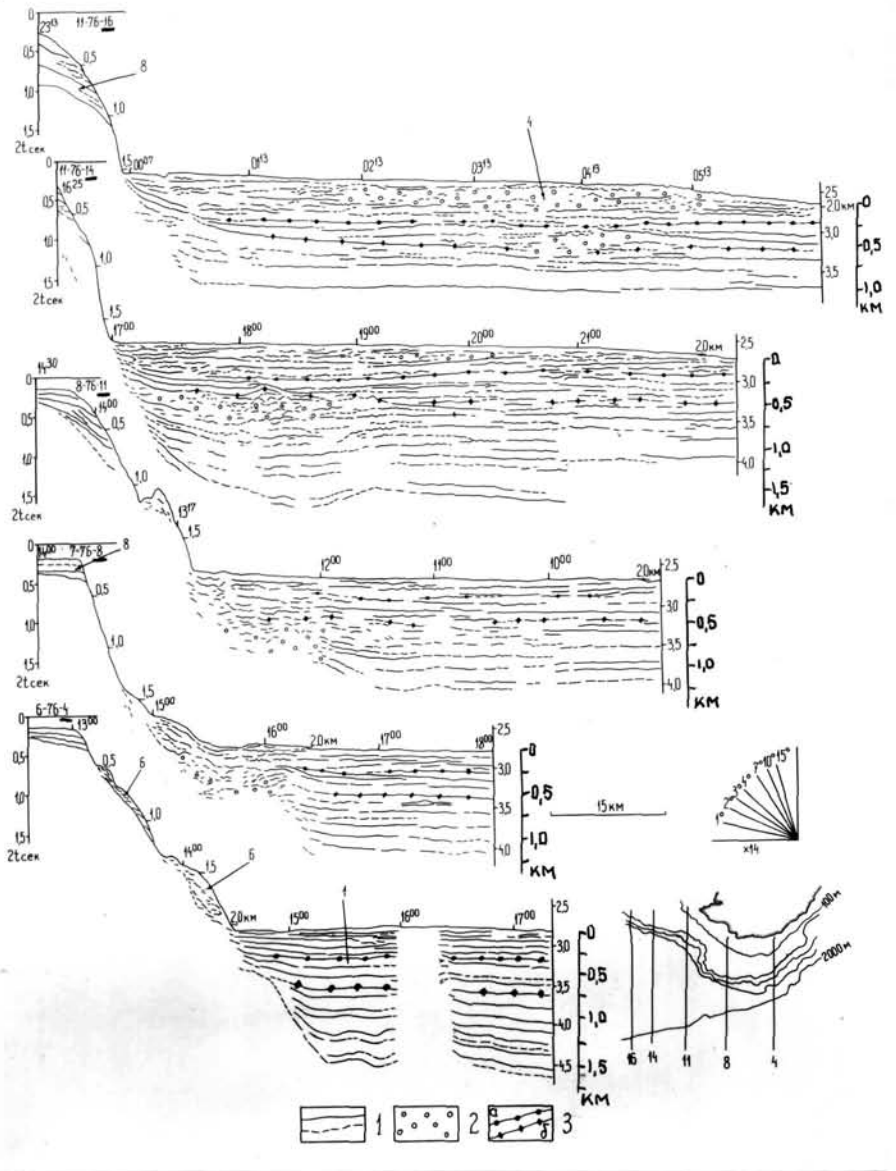

Рис. 8. Сейсмогеологические разрезы. Западный участок Крымского сектора.

I – отражающие горизонты и площадки; 2 – отложения с нерегулярной слоистостью; 3 – отражающие горизонты в основании: а–отложений среднего плейстоцена, б–миндельских отложений.

Цифры со стрелками см. на рис. II.

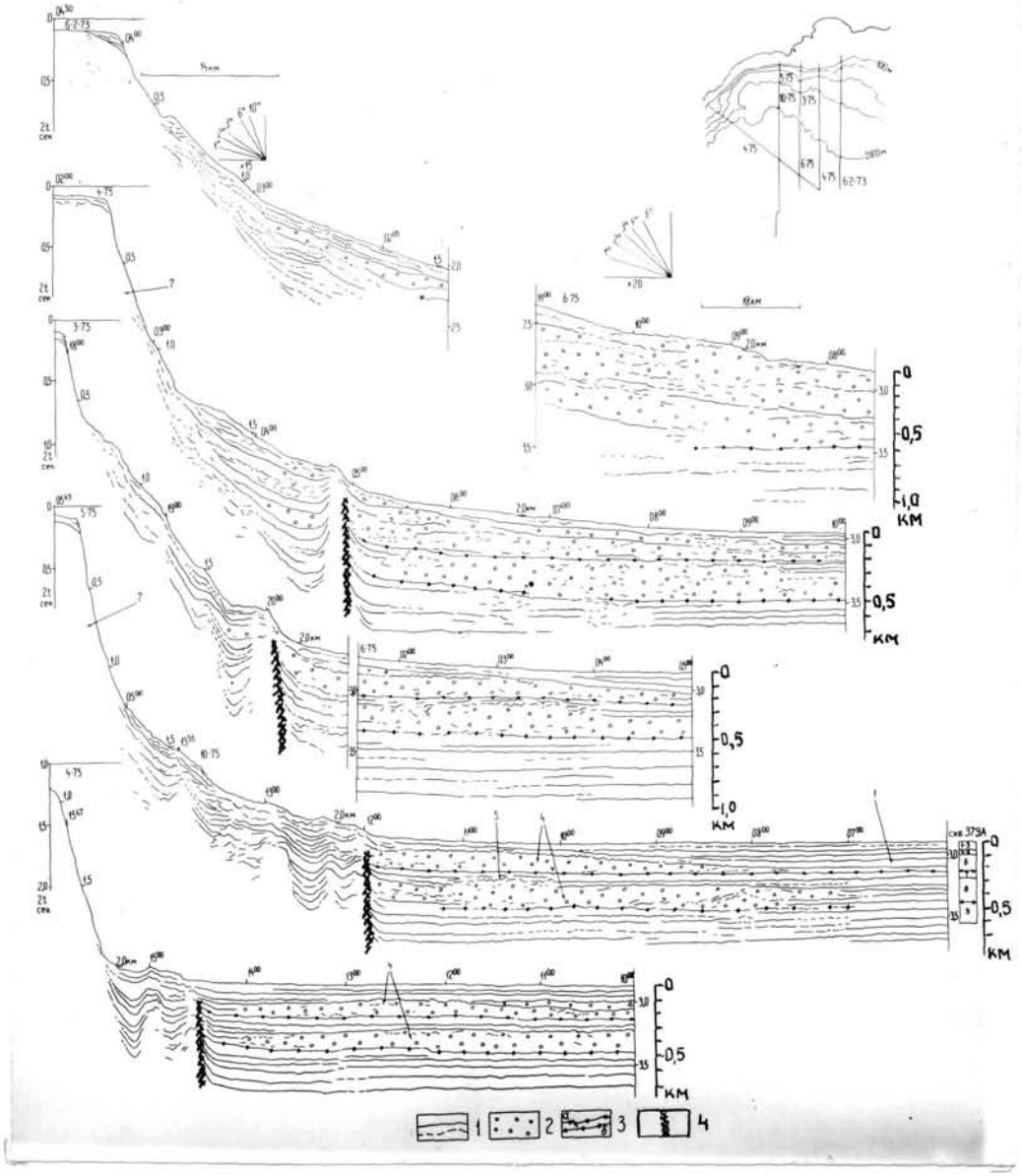

Рис. 9. Сейсмогеологические разрезы. Центральный участок Крымского сектора.

I - отражающие горизонты и площадки; 2 - отложения с нерегулярной слоистостью; 3- отражающие горизонты в основании: а-отложений среднего плейстоцена, б-миндельских отложений. Цифры со стрелками см. на рис. II. 4 - разрывные нарушения.

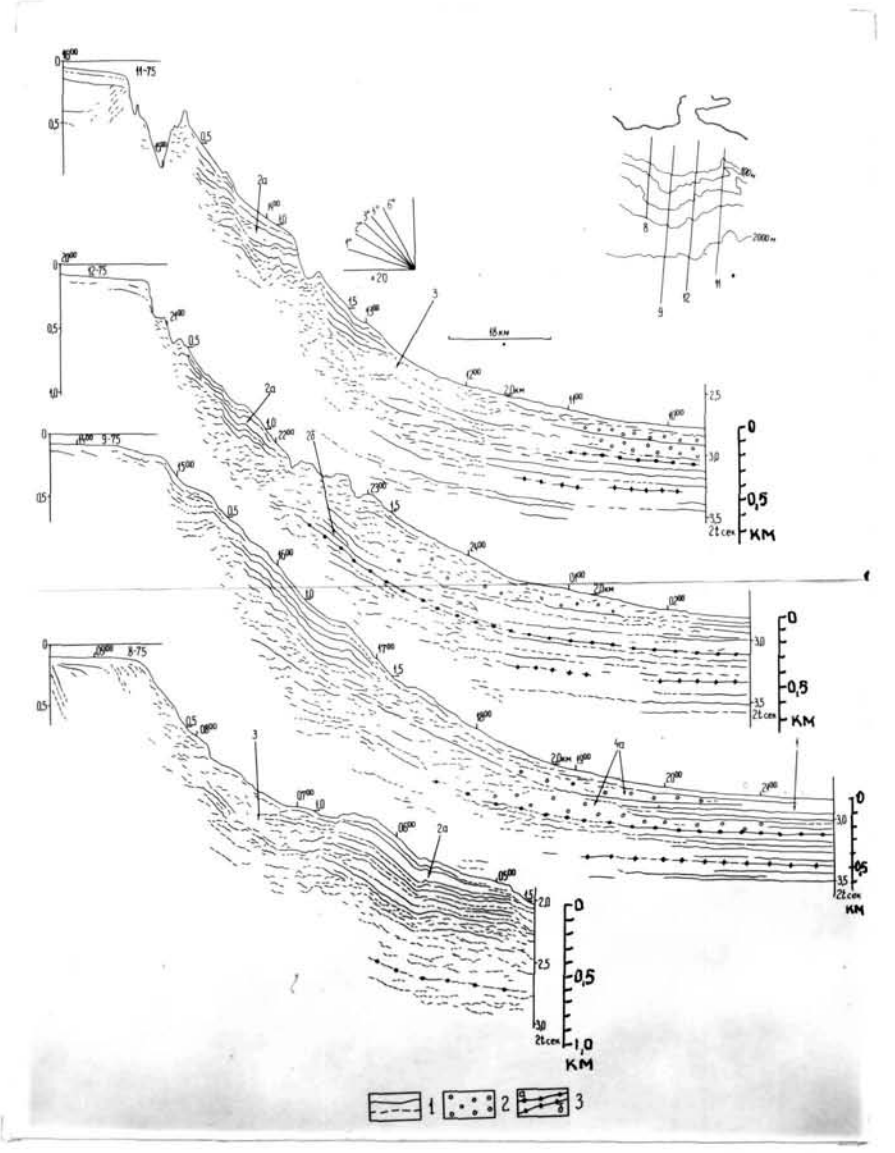

Рис. IO. Сейсмогеологические разрезы. Восточный участок Крымского сектора.

I - отражающие горизонты и площадки; 2 - отложения с нерегулярной слоистостью; 3 - отражающие горизонты в основании: а-отложений среднего плейстоцена, б-миндельских отложений. Цифры со стрелками см. на рис. II.

зуются отложения с интенсивными протяженными, субгоризонтально залегающими отражающими горизонтами (рис. 8, II). У подножия континентального склона выделяются три участка, площадью не более 400 км^2 каждый, на которых отмечаются изменения волновой картины. Отражающие горизонты имеют более сложную форму и становятся короче, появляется нерегулярная слоистость. Контакты отложений с подобным типом волновой картины и вмещающими осадками могут быть как резкими, так и постепенными. Последние наиболее характерны для латеральных зон перехода к глубоководным осадкам (ширина зон составляет несколько км). По направлению к основанию континентального склона отмечается также изменение мощности нижнеплейстоценовых отложений (рис. 8, пр. II-76-I6, II-76-I4).

Структурные взаимоотношения осадков с различным типом волновой картины отчетливо видны на пр. II-76-I4 (рис. 8). Разрез в основном представлен горизонтально залегающими отложениями. Осадки другого типа на данном профиле имеют линзовидную форму с деформированной кровлей (вр. $I7^{20}$ - $I9^{00}$). Мощность меняется от 70 до 300 м, максимальное распространение от основания континентального склона - 20-25 км. Особенности внутреннего строения, взаимоотношения с вмещающими отложениями и приуроченность к склону свидетельствуют о том, что их образование связано с оползанием рыхлых осадков под действием силы тяжести (рис. 8, II).

Структура толщи доминдельских отложений на центральном (Ялтинском) участке более простая (рис. 8, пр. 6-76-4). Она характеризуется наличием выдержанных субгоризонтальных отражающих горизонтов, испытывающих незначительное воздымание у основания склона. Видимая общая мощность составляет 800-900 м, мощность отдельных пачек практически не меняется. На этом участке описываемые отложения налегают на коренные породы склона, углы накло-

на которого достигают 7-10°. Переход между ними довольно резкий.

Восточный участок, ограниченный меридианами гг. Алушта и Анапа, изучен неравномерно. Применявшаяся методика позволила получить представление о структуре осадочного чехла данного возраста у подножия континентального склона и в глубоководной впадине. Наибольшее распространение имеют недеформированные горизонтально лежащие осадки, видимая мощность которых достигает 500 м (рис. 9, пр. 3-75, 4-75). В плане они занимают периферические части подводного конуса выноса Керченского пролива, ограничиваясь с северной стороны изобатой 2000 м (рис. II). Далее к северу они постепенно замещаются отложениями, в которых отражающие горизонты становятся короче, на расстоянии в несколько километров значительно меняется их интенсивность, происходит усложнение формы (рис. I0, пр. II-75, I2-75). Изменение волновой картины отражает, с одной стороны, литофациальный переход, а с другой - усложнение структуры толщи осадков в северном направлении. На южных окончаниях профилей 6-2-73 (вр. 08^{00} - 10^{20}) и 9-75 (вр. 18^{00} - 21^{00}) (рис. 9, I0), видно, что нижнеплейстоценовые отложения сохраняют свое горизонтальное положение, в то время как перекрывающие их осадки залегают моноклинально с падением на юг. Подобные соотношения свидетельствуют о том, что в начале раннего плейстоцена, по крайней мере на некоторых участках, подводный конус выноса занимал значительно меньшую площадь. Подробно этот вопрос будет рассмотрен в главе 5.

Изучение строения толщи доминдельских отложений на континентальном склоне и его подножии в Крымском секторе показало, что по структурным особенностям она представлена двумя типами. Недислоцированные горизонтально залегающие отложения распространены, в основном, в глубоководной впадине, лишь на некоторых участках

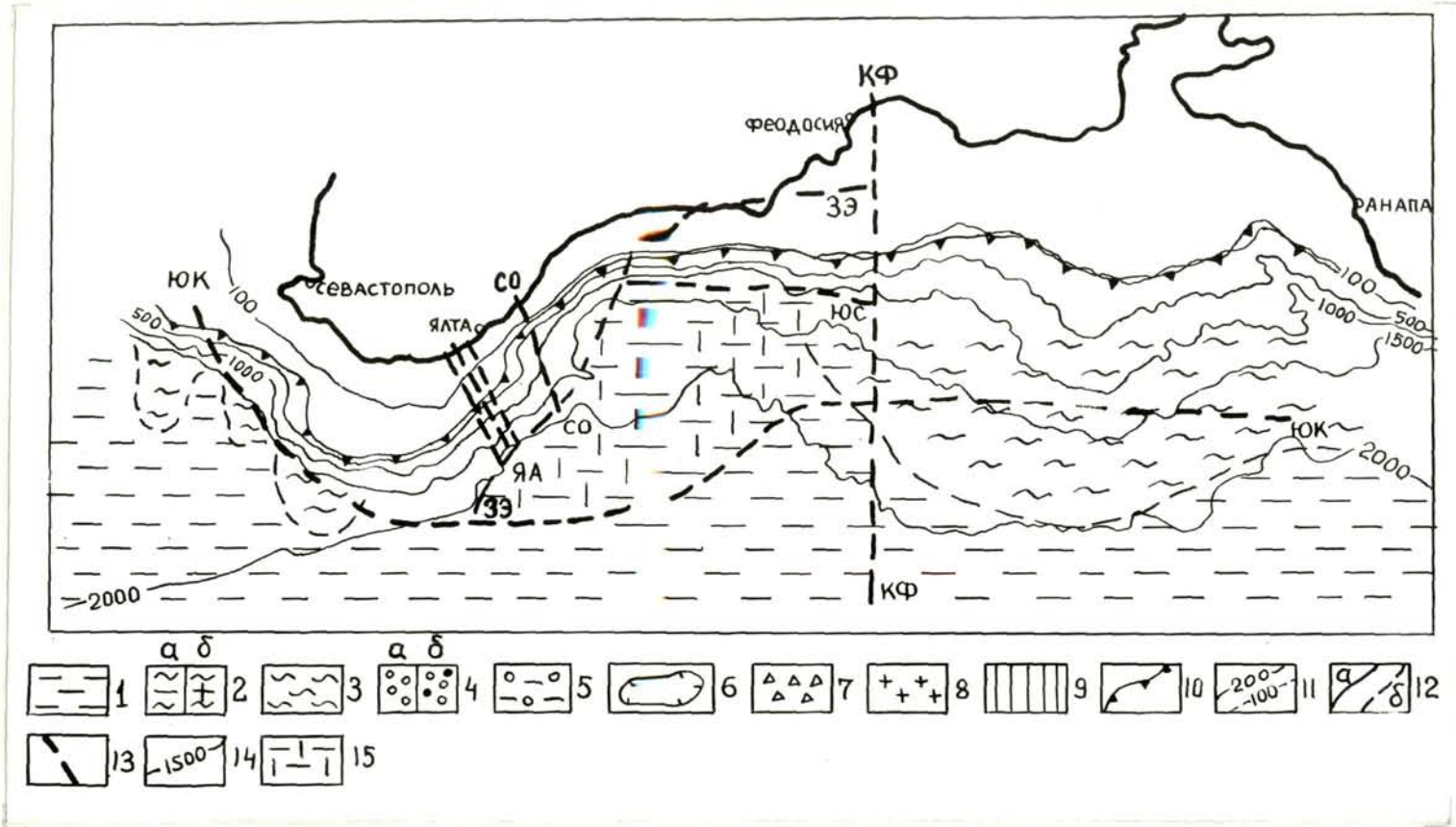
КФ
ФЕОДОСИЯ
ЗЭ
РАНАПА
ЮК
100
СЕВАСТОПОЛЬ
СО
ЯЛТА
500
1000
ЮС
100
1000
500
1500
СО
ЯА
ЗЭ
ЮК
2000
2000
КФ
а б
а б
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
200
100
11
а
б
12
13
1500
14
15

Рис. II

Рис. II. Схема расположения гравитационных структур в отложениях раннего плейстоцена (?-гюнц-миндель) в Крымском секторе.

I - отложения с субгоризонтальными протяженными отражающими горизонтами (недеформированные); 2 - отложения с гладкими криволинейными отражающими горизонтами (развиты гравитационные складки): а-выходящие на дно, б-перекрытые осадками; 3 - отложения с короткими разнонаклонными отражающими горизонтами (слабодеформированные); 4 - отложения с нерегулярной слоистостью: а-сильнодеформированные, б-сильнодеформированные с прослоями недеформированных; 5 - отложения с нерегулярной слоистостью и отдельными отражающими горизонтами; 6 - участок с деформированной кровлей отложений с нерегулярной слоистостью; 7 - оползни на крутых склонах (4° и более); 8 - участки дна, сложенные породами древнее плиоцена; 9 - осадки шельфа и верхней зоны континентального склона (недеформированные); I0 - бровка шельфа; II - изопахиты отложений с нерегулярной слоистостью (в м); I2 - границы участков с различным типом деформаций; а-достоверные, б-предполагаемые; I3 - разрывные нарушения (ЮЖ - Южно-Крымский, КФ- Корсакско-Феодосийский, ЗЭ - Западно-Эчкидагский, СО - Салгирско-Октябрьский, ЮС - Южно-Судакский разломы; ЯА - Ялтинско-Алупкинская серия дислокаций); I4 - изобаты в м; I5 - отложения с короткими криволинейными отражающими горизонтами (область развития диапировых складок майкопской серии).

(Ялтинский) приближаясь непосредственно к основанию склона. На юго-западном подножии и в пределах подводного конуса выноса в осадках отмечаются признаки оползания, что позволило выделить их в самостоятельную пачку (рис. II).

§ 3.4. Нижнеплейстоценовые-среднеплейстоценовые отложения.

Отложения нижнего-среднего плейстоцена, за исключением восточной части подводного конуса, изучены на всю глубину. В западной части района их мощность не превышает 300-350 м, уменьшаясь до первых десятков метров при приближении к континентальному склону (рис.8, пр.II-76-I6, II-76-I4). Отложения характеризуются, в основном, протяженными субгоризонтальными отражающими горизонтами, однако, по сравнению с подстилающими отложениями чаще наблюдается выклинивание отдельных пачек, У основания склона на

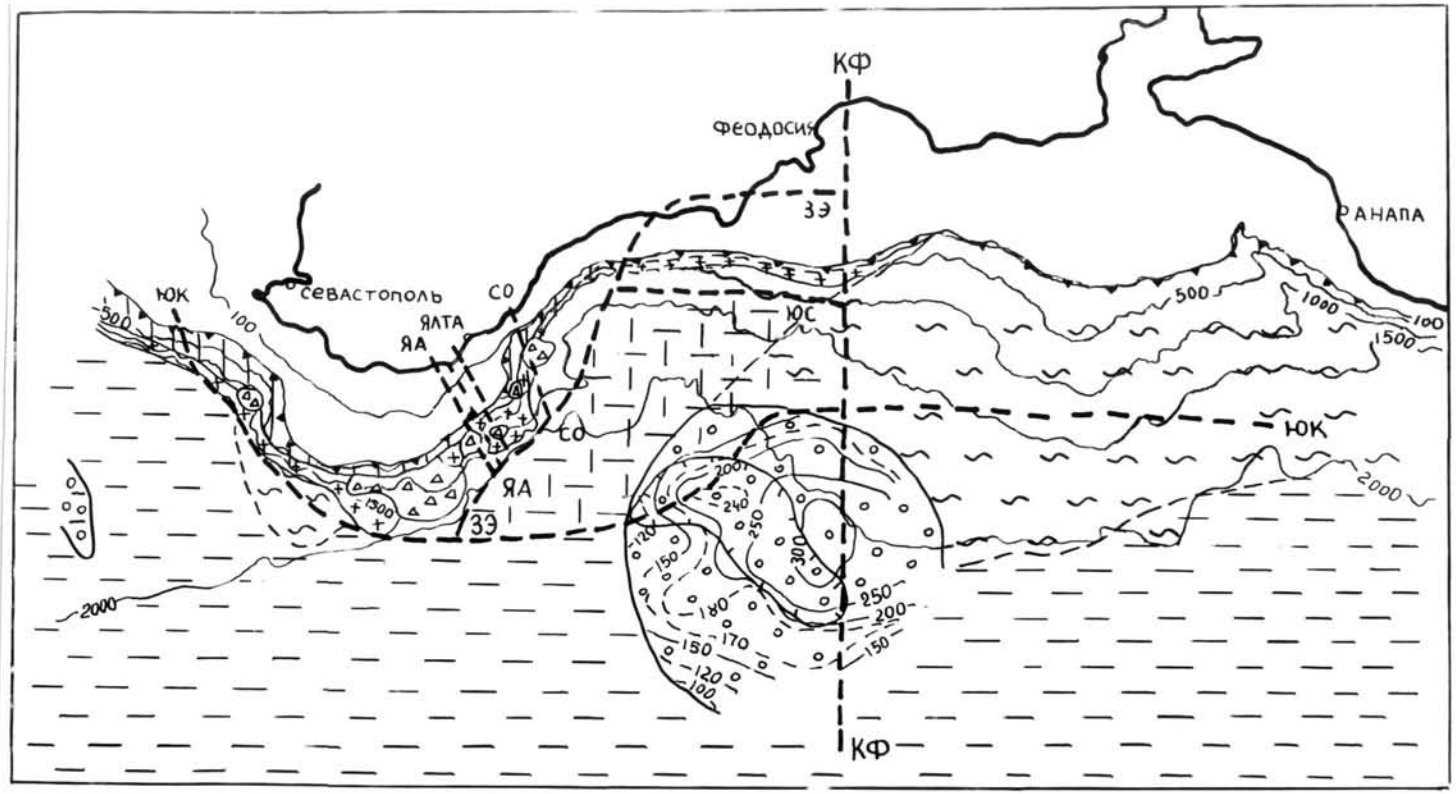

Рис. I2. Схема расположения гравитационных структур в отложениях раннего плейстоцена (миндель) - начала среднего плейстоцена в Крымском секторе.

Условные обозначения см. к рис. II.

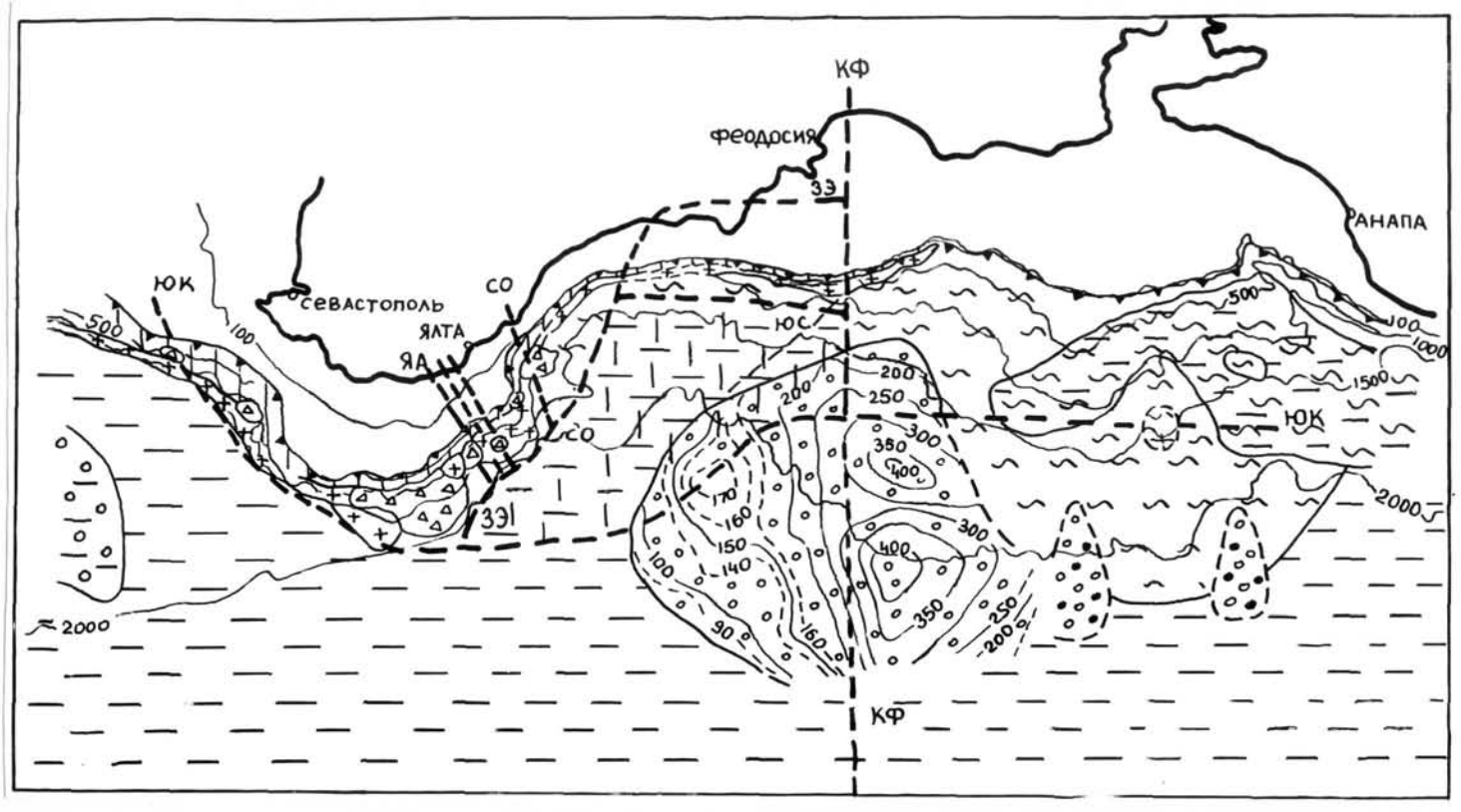

Рис. I3. Схема расположения гравитационных структур в отложениях среднего плейстоцена - голоцена в Крымском секторе.

Условные обозначения см. к рис. II.

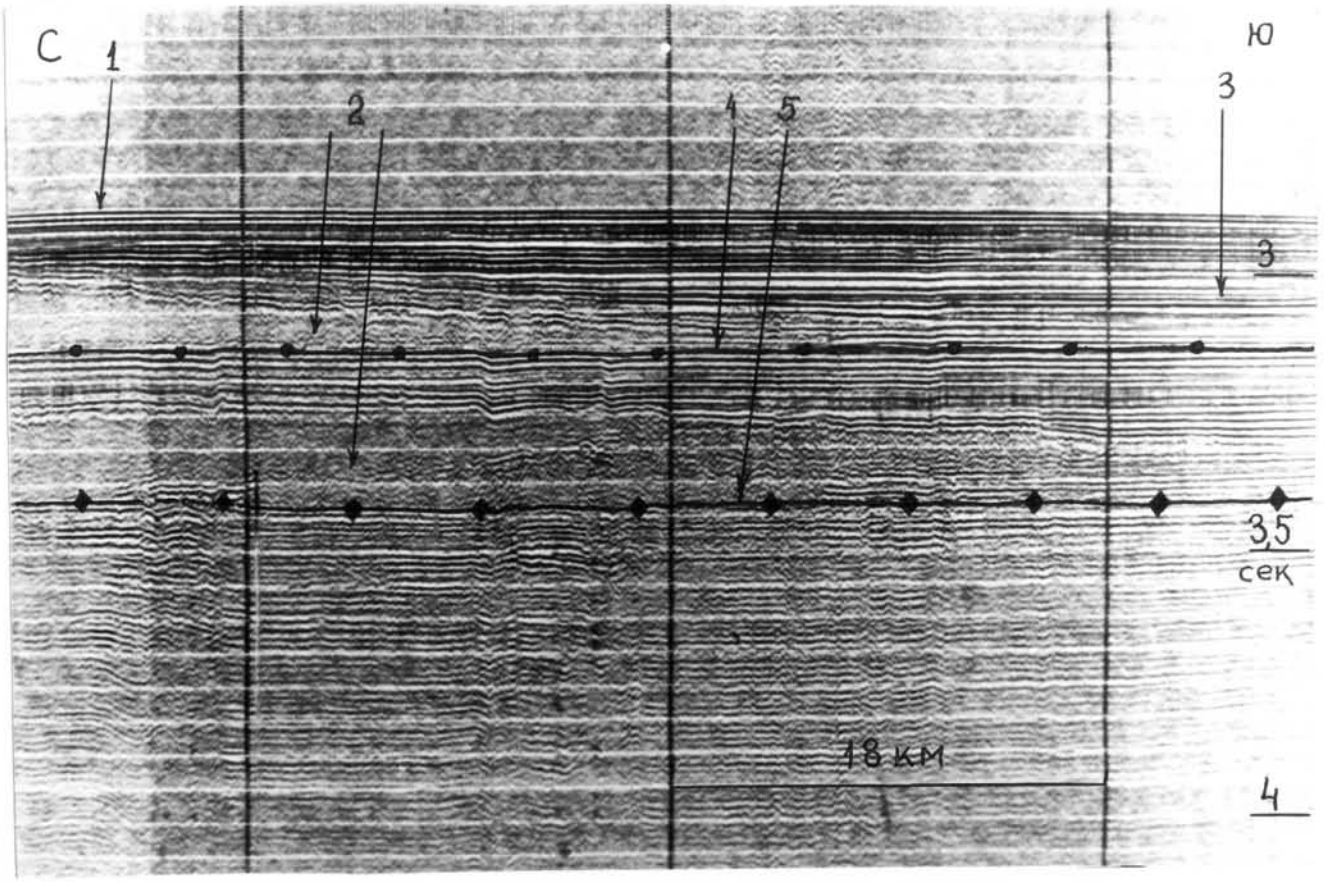

Рис. I4. Фрагмент сейсмограммы пр. IO-75 (см. рис. 9).

I - дно; 2 - отложения с нерегулярной слоистостью; 3 - горизонтально залегающие отложения; 4, 5 - отражающие горизонты в основании: 4-отложений среднего плейстоцена, 5-миндельских отложений.

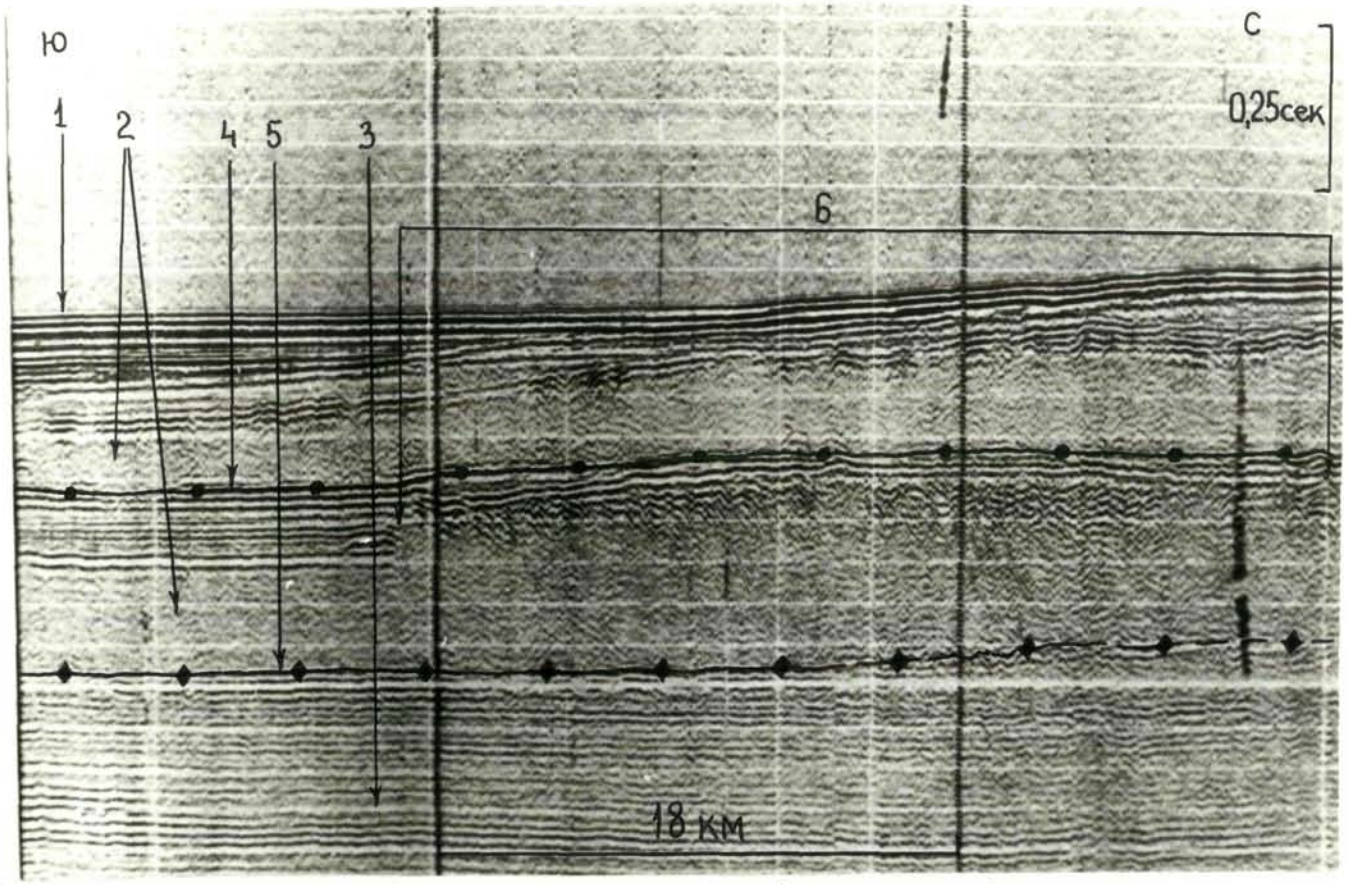

Рис. I5. Фрагмент сейсмограммы пр. 6-75 (см. рис. 9).

I - дно; 2 - отложения с нерегулярной слоистостью; 3 - горизонтально залегающие отложения; 4,5 - отражающие горизонты в основании: 4-отложений среднего плейстоцена, 5-миндельских отложений; 6 - участок с деформированной кровлей отложений с нерегулярной слоистостью.

меридиане г.Севастополя осадки приобретают хаотическую структуру (рис. 8, пр. 7-76-8, вр. $I5^{00}$ - $I6^{00}$). Максимальное удаление их от склона - 20-25 км, площадь распространения - не более 400 км^2 (рис.I2). В западной части района на расстоянии 40-45 км от основания континентального склона среди субгоризонтальных отражающих горизонтов отмечаются участки с нерегулярной слоистостью, имеющие в разрезе линзовидную форму (рис. I6; 8, пр. II-76-I6, вр. 03^{I3} - 05^{I3}). Мощность отложений достигает 200 м, ширина по профилю 25-30 км. В плане они имеют вытянутую на юго-восток форму и максимальную ширину I0-I2 км (рис. I2).Тип волновой картины, морфология и удлиненная в плане форма свидетельствуют об иных условиях осадконакопления по сравнению с соседними участками. Очевидно, что их образование связано с выносом терригенного материала с широкого северо-западного шельфа. Перечисленные признаки дают основание считать (Nardin et al., I979), что образование этой толщи осадков связано с деятельностью мутьевых и, по-видимому, грязевых потоков.

На ялтинском участке структура осадочного чехла в общих чертах аналогична рассмотренной выше (см. §3.3,рис. II,I2). Недеформированные отложения с горизонтальными отражающими горизонтами залегают у основания континентального склона (рис. 8, пр.6-76-4), наклон которого достигает I5-20°. На этом участке и к югу от г. Севастополя непосредственно на склоне выделены оползневые тела, описание которых будет дано в § 3.5.

В восточной части района в пределах подводного конуса выноса Керченского пролива (Маловицкий и др., I975) строение толщи нижне- и среднеплейстоценовых отложений резко меняется по сравнению с более древними (рис. II, I2). Кроме выделенных ранее по характеру волновой картины типов осадков, здесь имеются отложе-

ния с типичной нерегулярной слоистостью, занимающие значительную площадь в юго-западной части конуса выноса (около 6000 км^2). Они слагают большую часть рассматриваемой толщи и имеют мощность от 50-100 до 300 м (рис. 14, 15). Указанные отложения перекрываются пачкой спокойно залегающих слоистых осадков. В ее основании залегает ненарушенная горизонтально лежащая толща отложений, датируемая началом раннего плейстоцена: кровля имеет сложную форму (рис. 15, 9, пр. 3-75, 5-75). По простиранию отложения с нерегулярной слоистостью замещаются на северо-востоке осадками с короткими разнонаклонными отражающими горизонтами и площадками, на западе и юге-толщей ненарушенных глубоководных отложений. В последнем случае переход довольно резкий на расстоянии около 15 км (рис. 9, пр. 5-75, вр. 07^{00} - 08^{00}). Изучение внутреннего строения показало, что преобладающая акустически "прозрачная" структура на некоторых участках нарушается наличием коротких, со сложной конфигурацией отражающих площадок, хаотически расположенных в основной массе (рис. 14). В плане эти отложения (при данной густоте профилей) имеют изометричную форму. Их объем предположительно оценивается в 1300 км^3. Через центральную часть протягивается зона шириной около 20 км северо-западного простирания, в которой кровля рассматриваемых отложений имеет сложную форму (т.е. деформирована). На сейсмограммах ей соответствуют участки с дифрагированной записью (рис. 15, 9, пр. 5-75, вр. 10^{00} - 11^{00}).

По направлению к вершине глубоководного конуса выноса мощность описываемой части разреза несколько увеличивается. Основная часть конуса выноса сложена слабодеформированными осадками (описание волновой картины см.в гл.2). Здесь часто отмечаются несогласия, выклинивание отдельных пачек, выделяются небольшие

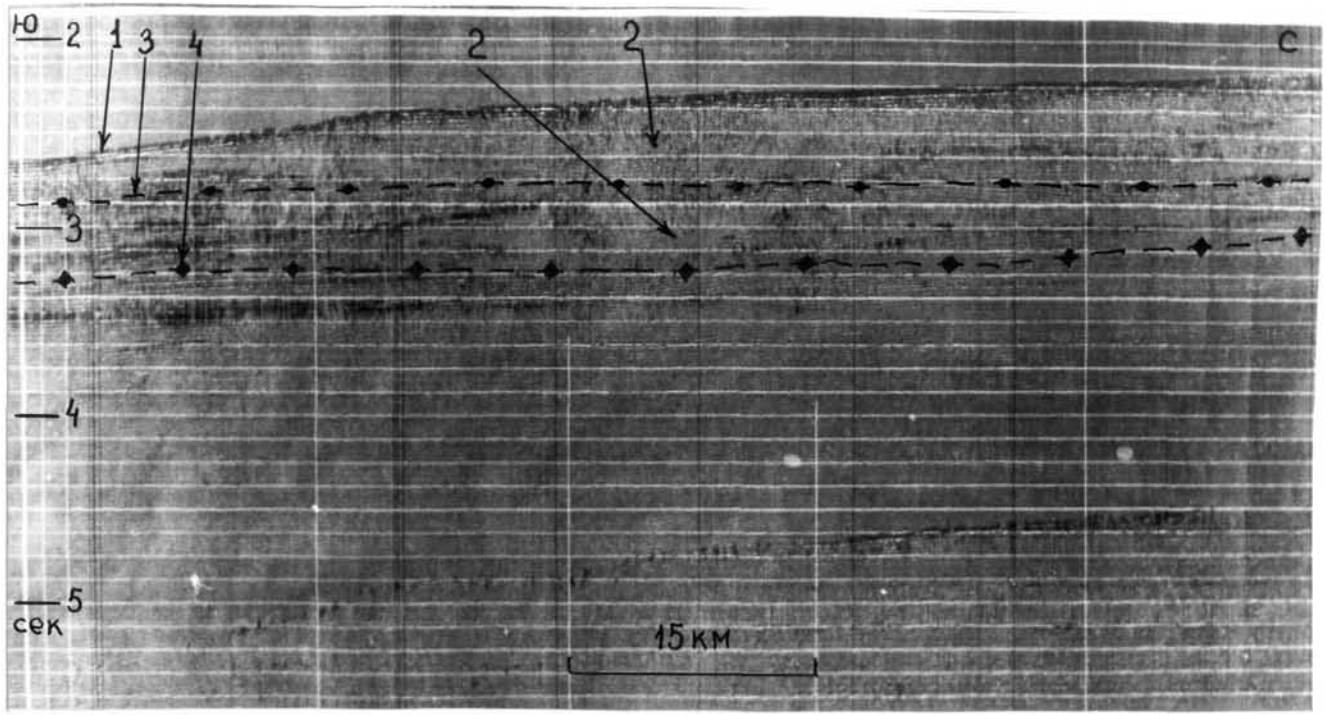

Рис. I6. Фрагмент сейсмограммы пр. II-76-I6 (см. рис. 8).

I - дно; 2 - отложения с нерегулярной слоистостью и отдельными отражающими горизонтами; 3,4 - отражающие горизонты в основании: 3-отложений среднего плейстоцена, 4-миндельских отложений.

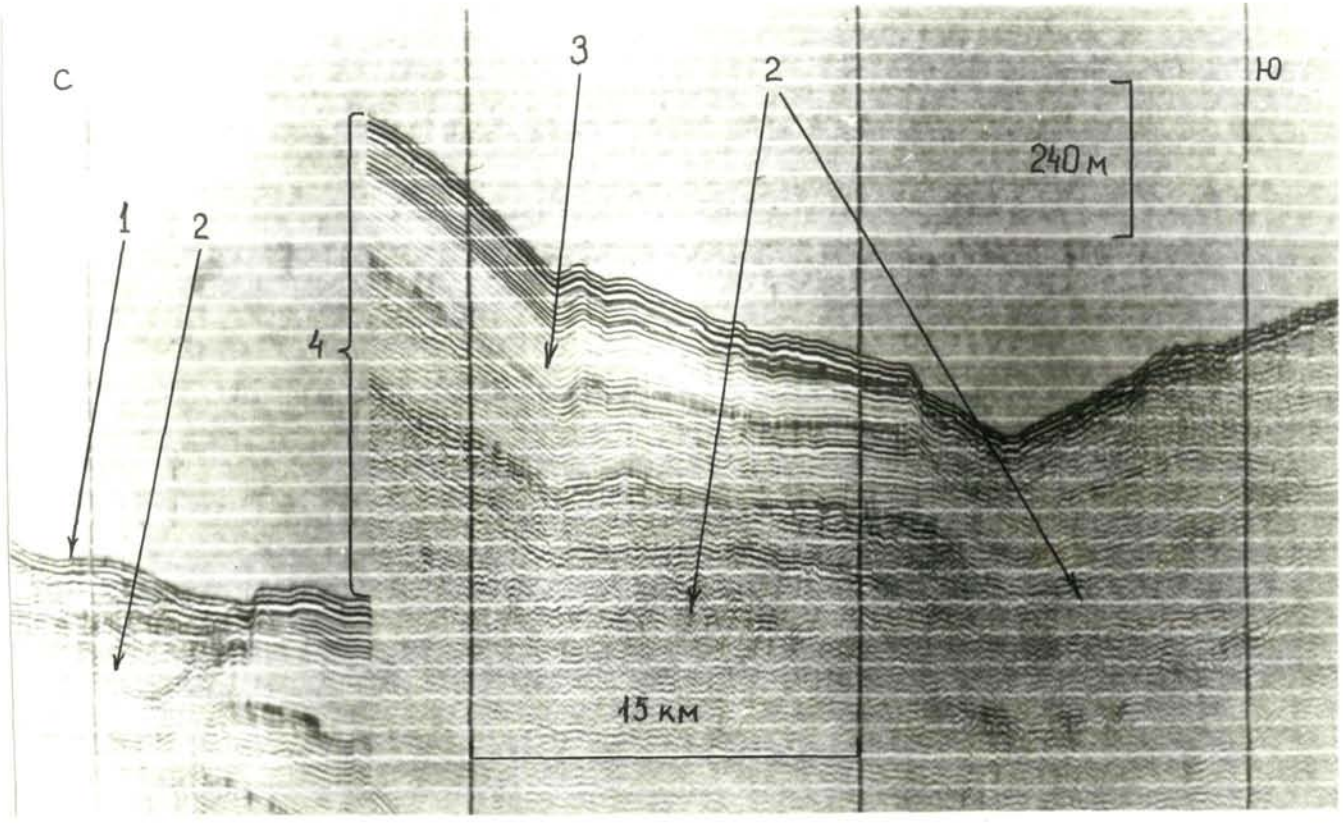

Рис. I7. Фрагмент сейсмограммы пр. 8-75 (см. рис. I0). Подводный конус выноса Керченского пролива.

I - дно; слабодеформированные отложения; 3 - отложения с хорошо сохранившейся слоистостью и незначительными гравитационными нарушениями; 4 - задержка.

оползни линзовидной в поперечном сечении формы (рис. 10, пр. II-75, вр. II^{30} - $I3^{00}$).

Отложения с аналогичными типами волновой картины обнаружены на глубоководных конусах р. Миссисипи (Walker , Massingill , 1970), Бенгальском (Curray , Moore , 1971). Слабодеформированные осадки широко известны также по периферии Атлантического океана (Embley , 1976; Emery et al. , 1970). Здесь они наиболее характерны для нижних частей континентальных склонов, где их образование связано с оползанием неконсолидированных отложений. Особенно интенсивно этот процесс протекает в районах с значительным поступлением обломочного материала.

О происхождении осадков с нерегулярной слоистостью на основе имеющихся материалов однозначные выводы сделать трудно. Отсутствие слоистости, наличие в однородной основной массе разорванных и причудливо изогнутых отражающих горизонтов, их хаотическое расположение, деформации пластов в кровле и в зоне перехода к глубоководным ненарушенным отложениям - все это, наряду с другими признаками, свидетельствует, по нашему мнению, об оползневом происхождении этой толщи. Образование таких сложных тел трудно объяснить действием какого-либо одного механизма, скорее всего здесь имело место несколько типов движения. Наиболее вероятным, по-видимому, следует считать движение в виде грязевого потока или потока "жидкой глины" ("slurry-flow ", Carter , 1975). Аналогичные отложения как по внутреннему строению, так и по форме залегания в плане известны также и на глубоководном конусе выноса Миссисипи (Walker , Massingill , 1970). Одновозрастные отложения, вскрытые скв. 379А, представлены турбидитами, что подтверждает вывод о "динамических" условиях седиментации в это время (рис. 7). Образование отложений с нерегулярной

слоистостью происходило в ледниковую эпоху (Геологическая история..., 1980).

Заканчивая описание основных структурных особенностей этого интервала разреза, необходимо отметить следующее. Площадь развития осадков с нарушенной структурой значительно увеличилась по сравнению с нижележащими (рис. 11,12). Терригенный материал начинает поступать в глубоководные части впадины в Крымском секторе не только со стороны Крыма и через зону сочленения Крыма и Кавказа, но и со стороны северо-западного шельфа.

О роли разрывной тектоники в формировании структуры осадков на этом этапе определенные выводы сделать трудно, но распределение отложений с нарушенной структурой в плане показывает, что в западной части Крымского сектора они тяготеют к Южно-Крымскому и Западно-Эчкидагскому глубинным разломам, а на востоке - к Южно-Крымскому и Корсакско-Феодосийскому. Подвижки по этим разломам могли являться причиной (спусковым механизмом) движения осадков на континентальном склоне и глубоководном конусе.

§ 3.5. Среднеплейстоценовые-голоценовые отложения.

На западном участке Крымского сектора мощность среднеплейстоценовых-голоценовых отложений к западу постепенно увеличивается от 250 (рис. 8, пр.7-76-8) до 450-480 м (рис. 8, пр.11-76-16). У основания континентального склона они налегают на коренные отложения (Щербаков и др., 1977; Жигунов, 1982, 1983) и на небольшом расстоянии выклиниваются. Волновая картина в целом напоминает описанную для нижнеплейстоценовых отложений. Отмечается только уменьшение протяженности отражающих горизонтов, что свидетельствует о большей латеральной неоднородности этих отложений. К юго-западу от основания континентального склона на расстоянии 25-40 км среди горизонтально залегающих осадков выделены

отложения, в которых слоистости не наблюдается. Контакты с вмещающими отложениями как в разрезе, так и по латерали не резкие (рис. 8, пр. II-76-I6, вр. 02^{I3} - $I5^{I3}$). По профилю они протягиваются на 45-50 км, мощность меняется в широких пределах - от первых десятков до 250-300 м. Отдельные субгоризонтальные отражающие горизонты хаотически разбросаны в основной массе с нерегулярной слоистостью. В плане рассматриваемые отложения имеют вытянутую параллельно континентальному склону форму. Предполагаемая ширина этой структуры 30 км (рис. I3, I6). Сравнение со строением нижележащих отложений (рис. I2) показывает, что основные черты структуры остались без изменения. Увеличение мощности и площади развития толщи с нерегулярной слоистостью свидетельствует об усилении сноса терригенного материала с северо-западного шельфа в среднем плейстоцене-голоцене.

На Ялтинском участке подножие континентального склона и прилегающие части глубоководной впадины сложены ненарушенными горизонтально залегающими отложениями мощностью до 250 м (рис. 8, пр. 6-76-4).

На подводном конусе выноса структура осадочного чехла заметно усложняется. В его западной части разрез представлен в основном отложениями с нерегулярной слоистостью, в которых к востоку появляются отдельные отражающие площадки (рис. 9). Подошва указанных осадков практически на всех профилях представлена прямолинейными отражающими горизонтами. Исключение составляет профиль 6-2-73 (6-75) (см. рис. 9), где отчетливо выделяется отражающий горизонт в основании миндельских отложений, а более молодые отложения не разделяются. В кровле залегает пачка с прямолинейными отражающими горизонтами, полого падающими в южном направлении (углы наклона меньше I^{o}). В разрезе неслоистые отложения часто

имеют клиновидную форму, причем мощность уменьшается к юго-западу от 200-300 до 50-70 м (рис. 9, пр.3-75, 5-75). Контакты с вмещающими осадками обычно резкие. На рис. 13 показано положение отложений с нерегулярной слоистостью в плане. Как видно, они имеют каплеобразную форму, поднимаясь вверх по склону приблизительно до глубины 1400 м. В западной части их мощность не превышает 200 м, в восточной - достигает 400 м. Объем предположительно оценивается в 8000 км^3.

Среднеплейстоценовые-голоценовые отложения центрального и восточного участков подводного конуса представлены осадками, характеризующимися двумя основными типами волновой картины. Первый отражает внутреннюю структуру слабодеформированных отложений и был описан выше (см.гл.2): здесь стоит лишь отметить, что признаки оползания видны более отчетливо (рис. 4, 10, пр. 11-75, 9-75). Осадки с вторым типом волновой картины распространены на северо-восточном фланге подводного конуса выноса (рис. 13). Они представлены слоистыми отложениями с протяженными криволинейными отражающими горизонтами (рис. 10, пр. 11-75, вр. 12^{40} - 14^{40}; пр. 9-75, вр. 15^{30} - 17^{00}). Изменение конфигурации отражающих горизонтов наблюдается как по вертикали, так и по простиранию, но тонкая слоистость в разрезе сохраняется. Блоки с подобным типом волновой картины как бы "погружены" в толщу слабодеформированных отложений и могут выходить на поверхность, либо перекрываться ими (рис. 17, 10, пр. 11-75, 12-75). Мощность слоистых осадков изменяется от первых десятков метров до 400 м, ширина по отдельным профилям не превышает 25 км.

В нижней части конуса выноса выделяются маломощные прослои с нерегулярной слоистостью (рис. 10, пр. 9-75, вр. 19^{00} - 21^{00}), вдающиеся в тонкослоистые горизонтально залегающие отложения

глубоководной впадины.

Видимая мощность среднего плейстоцена-голоцена в восточной части Крымского сектора на отдельных участках превышает I км.

Таким образом, осадочные образования в пределах глубоководного конуса по степени нарушенности можно разделить на три группы. К первой относятся отложения, в которых развиты пологие гравитационные складки длиной в первые километры и высотой в десятки метров. Углы наклона на крыльях - не более 5-7°. Вторая представлена слабодеформированными осадками с короткими разнонаклонными отражающими горизонтами. Для них характерны выклинивания, несогласия, часто встречаются небольшие оползни. По сравнению с предыдущими отложениями разрез отличается значительной латеральной неоднородностью. Осадки с полностью нарушенной структурой отнесены к третьей группе. Их образование предположительно связывается нами с движением водонасыщенных отложений в виде грязевого потока.

При изучении структуры осадочного чехла на материковых окраинах большие затруднения вызывает расчленение отложений на крутых континентальных склонах. Примером последних является склон на западном и центральном участках района, где наклон местами достигает 20° и более (рис. 8, пр. II-76-I6). Отличительной особенностью является фрагментарность распространения осадочного чехла. Волновая картина собственно склоновых отложений характеризуется наличием коротких разнонаклонных отражающих площадок, что, наряду с морфологическими особенностями, позволяет считать их оползневыми телами (рис. 8, пр. 6-76-4). Мощность оползней изменяется от десятков до 300-400 м, площадь также непостоянна и достигает 400-500 км^2 (рис. I3). Время их образования предположительно охватывает конец раннего плейстоцена-голоцен,

т.е. связывается нами с широким развитием гравитационных процессов в Крымском секторе (рис. I2, I3).

Перечисленные выше типы деформаций в четвертичных отложениях на материковом склоне к югу от Крыма связаны с перемещением осадочного материала вниз по склону под действием силы тяжести. Вместе с тем, на некоторых участках континентального подножия структура верхней части осадочного чехла нарушена процессами совершенно другого типа. Эти деформации обусловлены широким развитием здесь диапировых складок (Калинин и др., I976; Моргунов и др., I979).

Наибольшее распространение они имеют в прогибе Сорокина (рис. 42). Диапиры образуют шесть линейных зон, степень выраженности которых возрастает к югу (Лимонов, I98I). Несколько диапиров обнаружено также в Балаклавском прогибе, где они расположены хаотически. Часть диапиров прорывает всю осадочную толщу и в этом случае ее деформации могут быть значительными. Углы наклона отражающих горизонтов достигают нескольких градусов (иногда больше 10^{0}) и увеличиваются с глубиной. Отражающие горизонты прослеживаются на расстояние в несколько километров и имеют изогнутую или волнистую форму. Рост диапиров сопровождался, по-видимому, оползанием неконсолидированных осадков, что также значительно усложняет строение плиоцен-четвертичных отложений.

В тех случаях, когда диапиры не выходят на поверхность дна, строение перекрывающих отложений более простое. Они облекают складки, часто наблюдается изменение мощностей отдельных пачек, несогласия, но в целом разрез остается слоистым. Это свидетельствует о том, что рост диапиров происходил на некоторых участках одновременно с формированием осадочной толщи.

Указанные особенности строения позволили выделить эти де-

формации в отдельную группу. Так как время формирования диапировых складок остается невыясненным, то участки с отмеченными нарушениями показаны на схемах всех трех временных интервалов (рис. II, I2, I3).

Распределение оползневых деформаций в плане по сравнению с предыдущим интервалом существенно не изменилось. Большое значение в их образовании имели, по-видимому, движения по глубинным разломам южного края Крымского мегантиклинория. Этими же причинами объясняются нарушения верхней части осадочного чехла, связанные с развитием диапировых складок (Лимонов, I98I).

Рассмотрев структуру толщи плейстоцен-голоценовых отложений в Крымском секторе, отметим те основные черты, которые будут необходимы для дальнейшего изложения. Во-первых, значительное усложнение структуры осадков от древних к более молодым, свидетельствует об усилении деятельности гравитационных процессов различного типа. Выделяются эпохи усиления и ослабления указанных процессов. Это особенно очевидно для отложений подводного конуса выноса Керченского пролива. Во-вторых, проведенный анализ показал приуроченность гравитационных структур к определенным стратиграфическим интервалам. И, в-третьих, развитие отложений с практически полностью нарушенной внутренней структурой, образование которых связывается нами с деятельностью, вероятно, грязевых потоков, и их максимальное продвижение в глубоководную впадину достаточно хорошо совпадает с ледниковыми эпохами (рис. 7).

ГЛАВА 4.

СТРОЕНИЕ НЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО СКЛОНА И ЕГО ПОДНОЖИЯ В БОЛГАРСКОМ СЕКТОРЕ.

§ 4.I. Основные черты рельефа континентальной окраины в Болгарском секторе.

В пределах континентальной окраины в Болгарском секторе Черного моря выделяются три крупных элемента - шельф, континентальный склон и континентальное подножие. Всем этим элементам свойственна продольная и поперечная зональность, обусловленная их структурно-геоморфологическими особенностями.

Предыдущими исследователями (Гончаров и др., I972) по морфологическим признакам было выделено два крупных геоморфологических района - Северо-западный и Юго-западный, граница между которыми проводилась южнее м. Калиакра по южному окончанию Мизийской плиты. Геолого-геофизические данные, полученные за последние годы, позволили уточнить положение этой границы и получить существенно новые материалы по континентальному склону и его подножию (Геолого-геофизические исследования..., I980).

Ширина шельфа в Болгарском секторе Черного моря в среднем составляет 40-50 км, несколько уменьшаясь на участках, прилегающих к м. Эмине и м. Калиакра, и в районе Босфора. К северу ширина шельфа резко увеличивается и на границе с Румынией достигает 70-80 км. Перегиб дна между внешней зоной шельфа и континентальным склоном, как правило, резкий. Глубина бровки шельфа варьирует от I00 до 200 м. В северной части района - I00-I20 м, в южной, на участке, где структуры Восточной Стара-Планины подходят к континентальному склону, глубины увеличиваются до I80-200 м. На морском продолжении Нижне-Камчийского прогиба (рис. 4I, I8)

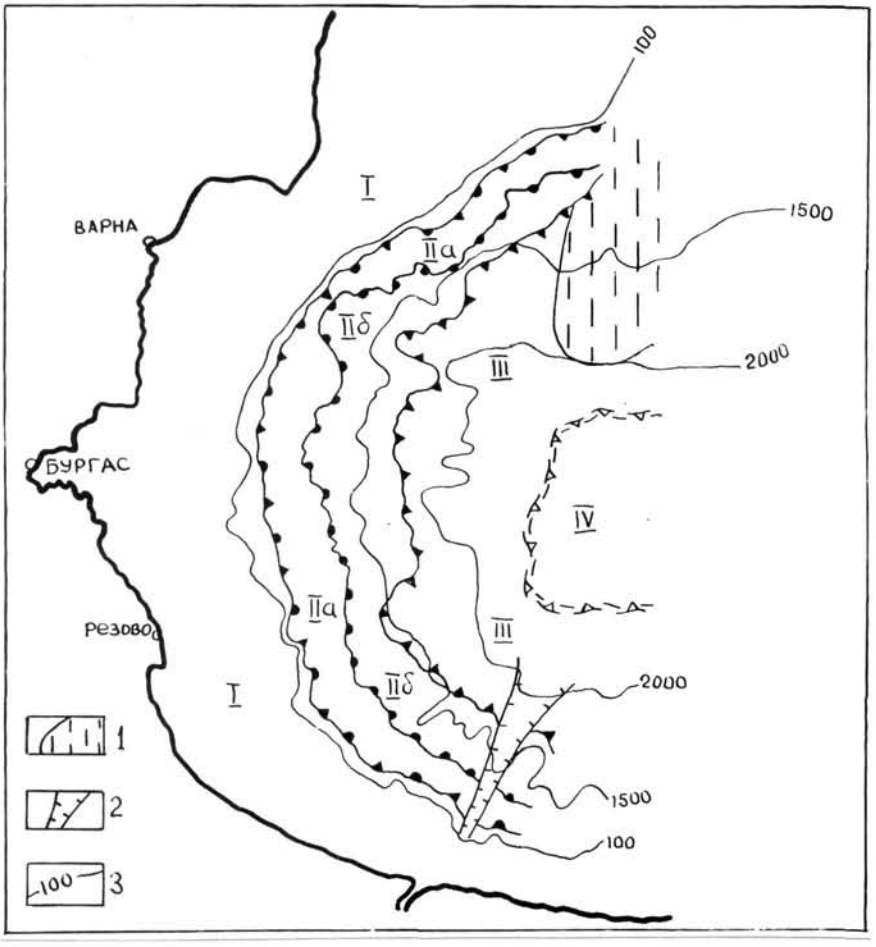

Рис. I8. Основные геоморфологические элементы континентальной окраины в Болгарском секторе (по Маеву и др., I980).

I - шельф; II - континентальный склон: а-верхняя зона, б-нижняя зона; III - континентальное подножие; IУ - абиссальная равнина; I - подводный конус выноса Дуная; 2-Босфорский каньон; 3-изобаты в м.

бровка шельфа имеет глубину 160-180 м (Мысливец и др., 1980).

По степени расчлененности континентальный склон разделяется на 3 сектора: южный, центральный и северный (Маев и др., 1980). Центральный сектор, ограниченный параллелями, проходящими через мысы Черни Нос и Емине, отличается слабой поперечной расчлененностью, углы наклона сохраняются постоянными на всем протяжении и составляют в среднем $1^{\circ}30 - 2^{\circ}$. На глубинах 400-1100 м выделено несколько ступеней, по-видимому, оползневого происхождения шириной до нескольких километров.

Основными мезоформами, осложняющими поверхность дна в южном и северном секторах, являются поперечные склону подводные долины, имеющие иногда прямолинейную форму. Относительная глубина долин меняется от десятков до нескольких сотен метров (Босфорский каньон), ширина достигает нескольких километров (Маев и др., 1980). В поперечном сечении долины имеют в основном U -и V -образную форму и хорошо выражены на глубинах 700-1500 м, т.е. в верхней части склона.

Важной особенностью рельефа дна в этих секторах следует считать его двучленное строение (рис. 18). Верхняя зона континентального склона наклонена несколько больше. Углы наклона на некоторых участках северного сектора достигают иногда $5-7^{\circ}$, в южном секторе - $4-5^{\circ}$. В нижней зоне поверхность дна наклонена значительно меньше, углы обычно не превышают здесь $2-3^{\circ}$, редко больше. Граница между зонами располагается на глубинах 1100-1200 м, за исключением южной части северного сектора, где она поднимается до 600 м (Маев и др., 1980; Krustev et al., 1984). Это смещение геоморфологических границ связывается авторами цитируемых работ с движениями по Близнакскому разрыву.

Имеющиеся данные позволили выделить также широкую зону перехода от континентального склона к глубоководной части впадины - континентальное подножие. Предыдущими исследователями оно не выделялось (Гончаров и др., 1972). Наклон дна в этой зоне измеряется минутами. Континентальное подножие располагается на глубинах 1400-1800 м и имеет слабохолмистый рельеф с неглубокими долинами, днища которых расширяются в сторону впадины, а высота бортов не превышает первых десятков метров. Далее к востоку долины исчезают.

В северной части Болгарского сектора выделен подводный конус выноса Дуная (Маев и др., 1980; Старовойтов и др., 1980б). Наиболее четко он выделяется на континентальном подножии, где его относительная высота достигает 120-150 м. На поверхности конуса выноса сейсмоакустическим профилированием выявлено несколько долин, по-видимому, эрозионного происхождения. Они имеют ширину 1-2 км и выполнены тонкослоистыми осадками мощностью до 200 м (рис. 19). Ранее к подводному конусу выноса Дуная относили практически весь пологий северо-западный континентальный склон Черного моря и время формирования конуса датировали плейстоценом (Ross et al. , 1974).

По мнению Е.Г. Маева и др. (1980), основные черты геоморфологии континентальной окраины западной части Черного моря являются тектонически обусловленными. Сейсмоакустические исследования подтвердили наличие сбросов вдоль бровки шельфа практически на всем его протяжении, а также позволили протянуть Близнакский разрыв в пределах континентального склона и выявить ряд тектонических нарушений на северо-восточном борту Восточной Стара-Планины (Лимонов и др., 1980в). Не исключено, что и граница между верхней и нижней зонами континентального склона и измене-

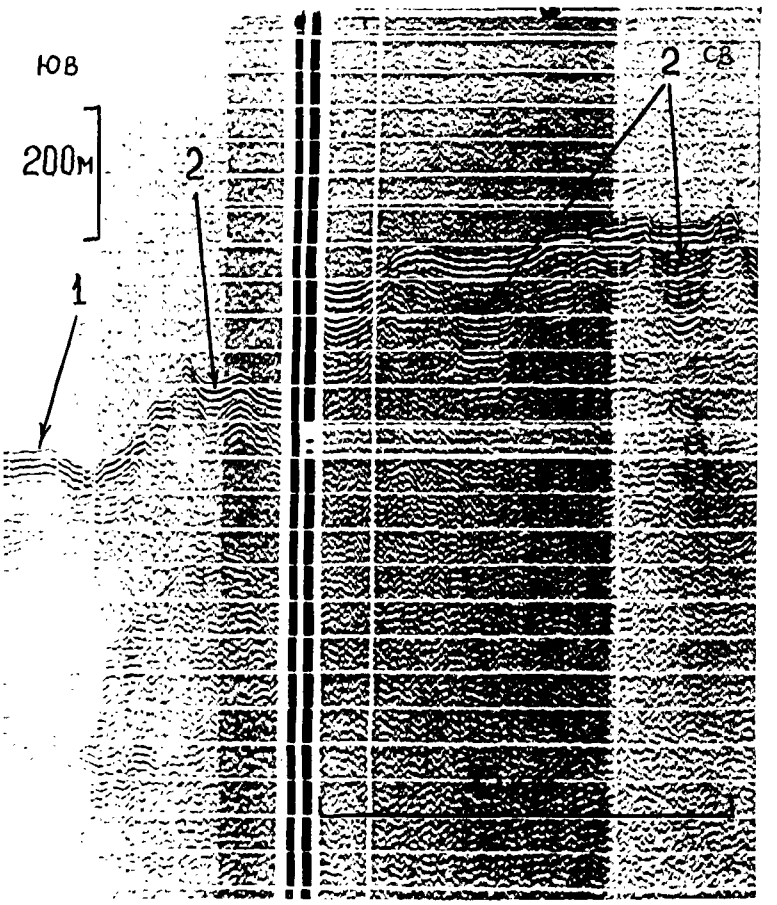

Рис. I9. Фрагмент сейсмограммы пр. 3-77. Погребенные долины на подводном конусе выноса Дуная (Болгарский сектор Черного моря).

I - дно; 2 - подводные долины.

ние наклона дна у его основания также обусловлены разрывными нарушениями в фундаменте или в самых низах осадочного чехла.

§ 4.2. Стратиграфическое расчленение сейсмоакустических разрезов в Болгарском секторе.

Для стратиграфического расчленения верхней части осадочного чехла в западной части Черного моря (Болгарский сектор) использовались разрезы скважин DSDP 380/380А (Initial Reports..., 1978; Геологическая история..., 1980), пробуренные у подножия континентального склона на глубине 2115 м (рис. 20). Скважина 380 достигла 370,5 м от поверхности дна, 380А - 1073,5 м (отбор керна производился с глубины 332,5 м); таким образом, был получен непрерывный разрез отложений до глубины 1073,5 м. Вскрытые осадки неоген-четвертичного возраста подразделены на пачки, которые в свою очередь объединяются в 5 субпачек (Геологическая история..., 1980).

На континентальном склоне пробурена также скв. 381, но она практически не использовалась, так как сложные сейсмогеологические условия на этом участке не позволяют достаточно уверенно и однозначно проводить корреляцию выделенных толщ с соседними участками.

Анализ сейсмоакустического профиля, проходящего через скважину 380/380А (рис. 21, 22), показывает, что разрез отличается значительной вертикальной и латеральной неоднородностью, поэтому его описание будет дано непосредственно для участка, где расположена скважина.

Принимая за основу расчленение отложений по типу волновой картины, проведенное к югу от Крыма (рис. 7), представляется

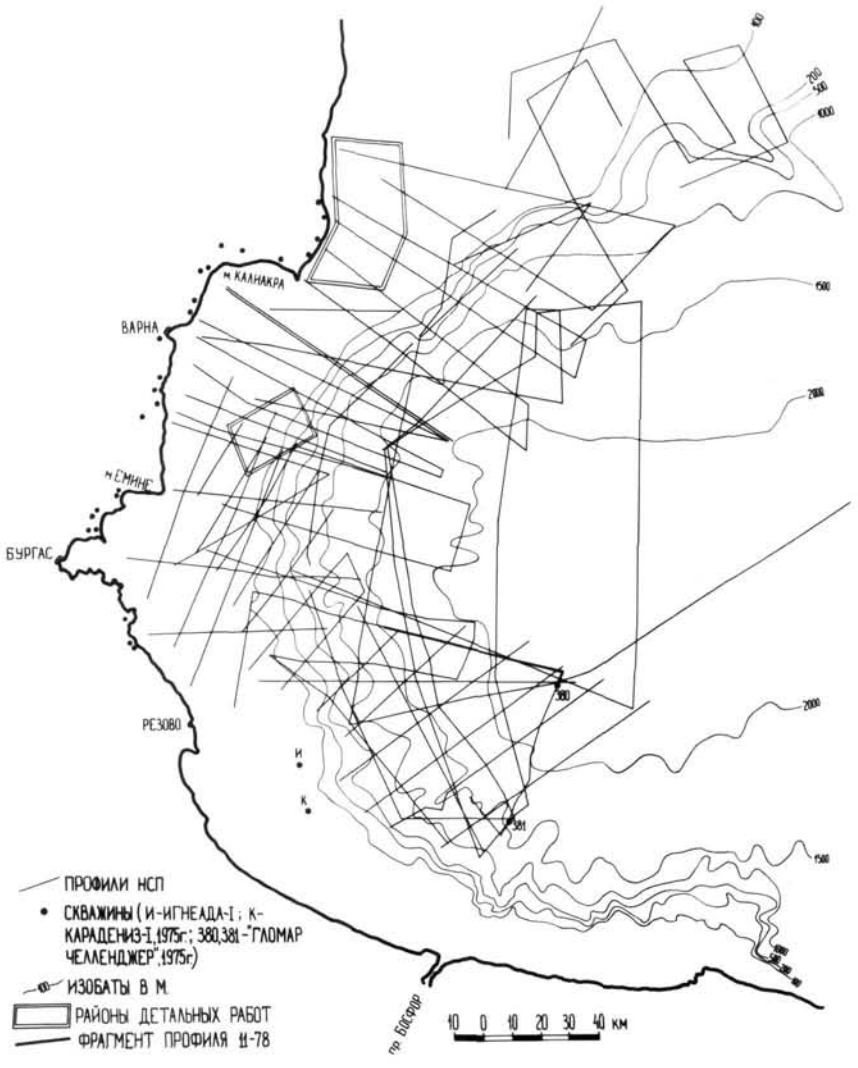

Рис. 20. Схема расположения профилей НСП в западной части Черного моря.

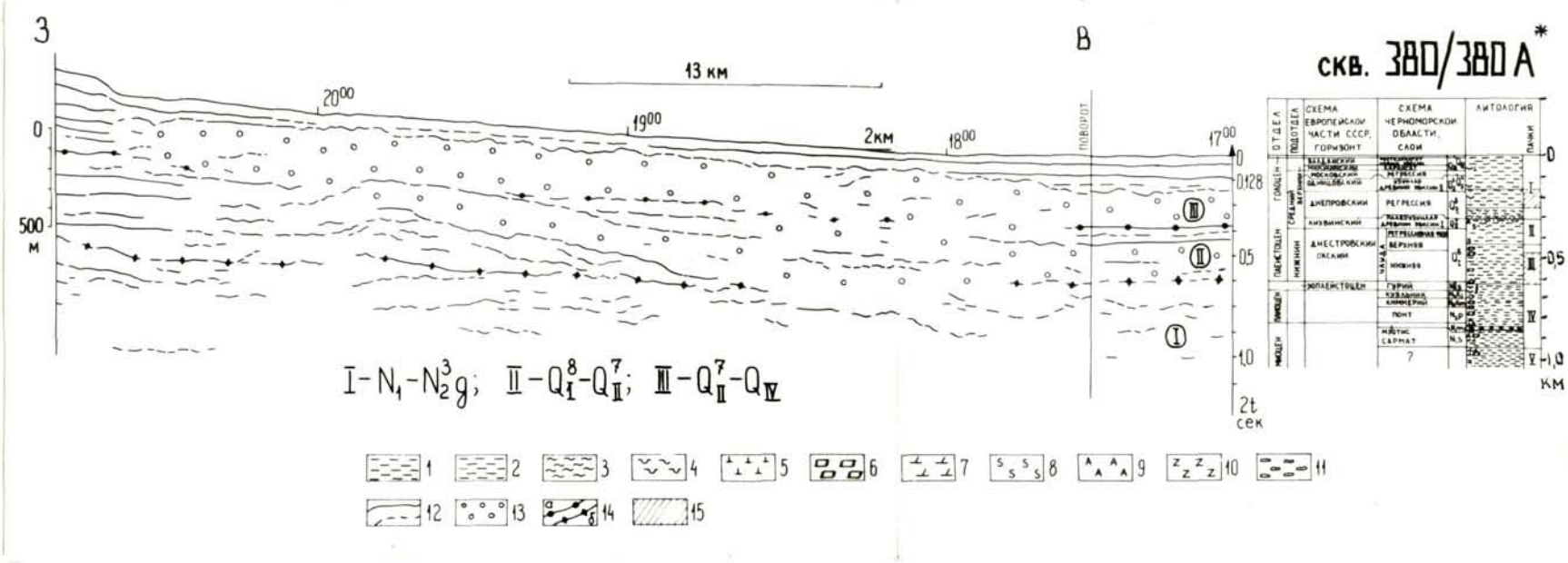

Рис. 21. Схема сопоставления разреза скв. 380/380А и сейсмоакустического профиля (см. рис. 20, 22).

I - миоцен-эоплейстоцен; II - нижний плейстоцен-начало среднего плейстоцена; III - средний плейстоцен-голоцен; 1-глины; 2-терригенные илы; 3-пески, алевриты (турбидиты); 4-диатомеи; 5-наноилы; 6-кальцитовые осадки; 7-доломит; 8-сидерит; 9-арагонит; 10-цеолиты; 11-обломки пород; 12-отражающие горизонты и площадки; 13-отложения с нерегулярной слоистостью; 14-отражающие горизонты в основании отложений: а-среднего плейстоцена, б-плейстоцена; 15-осадки с нарушенной структурой.

* - разрез скв. дан по "Геологической истории Черного моря..." (1980).

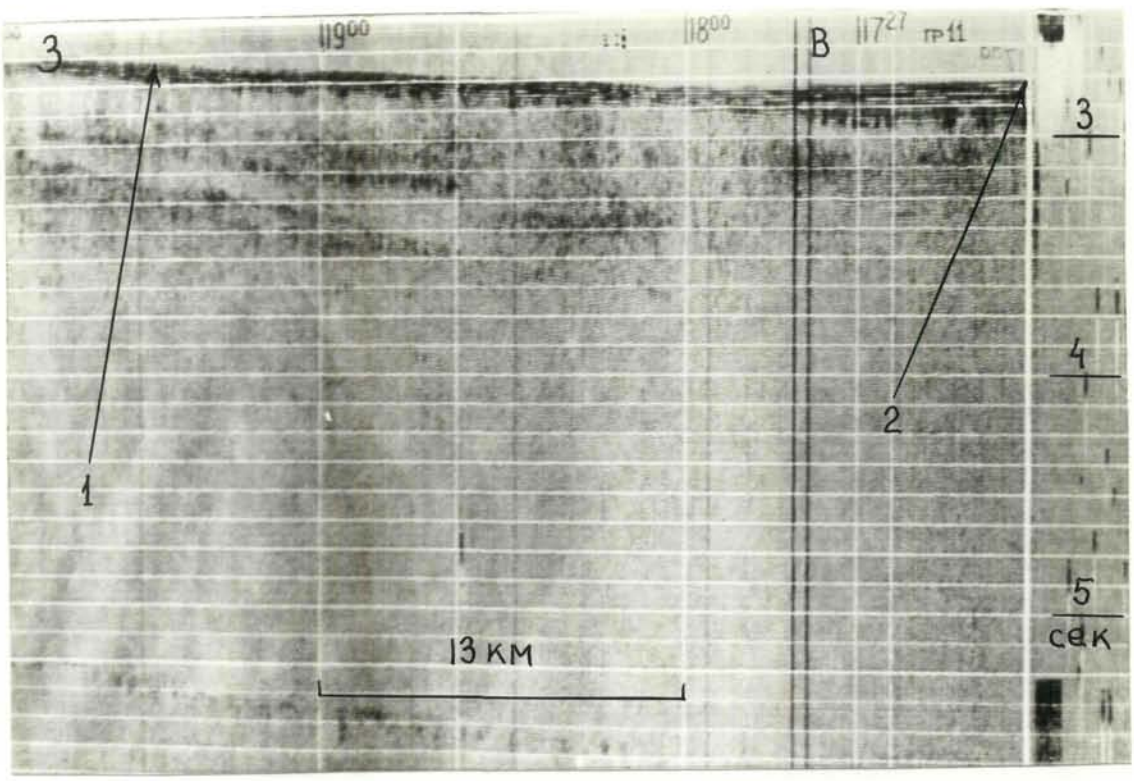

Рис. 22. Фрагмент сейсмограммы пр. II-78
(см. рис. 23, 2I).
I - дно; 2 - скв. 380/380А.

целесообразным выделять толщи в западной части моря аналогичным образом, чтобы в основании залегали осадки с нерегулярной слоистостью (рис. 21).

Толща I характеризуется непротяженными волнистыми слабоинтенсивными отражающими горизонтами. Ее возраст - поздний миоцен-эоплейстоцен. Провести более дробное расчленение не представляется возможным, так как по физическим характеристикам эта часть разреза представляет собой единую толщу и находится на пределе глубинности исследований при данной методике. Мощность толщи I 430 м и сложена она в основном глинами и алевролитами (субпачки 4 и 5). В кровле выделяется слабоинтенсивный горизонт волнистой формы (рис. 21).

Толща II имеет двучленное строение. В основании залегают отложения мощностью около 190 м с нерегулярной слоистостью и с короткими отражающими горизонтами прямолинейной формы. Сверху они перекрываются пачкой мощностью около 70 м с протяженными интенсивными горизонтальными отражающими горизонтами. Общая мощность толщи II составляет 260 м. В разрезе скважины ей соответствуют субпачка 3, сложенная преимущественно терригенными мергелистыми и карбонатными илами, и нижняя часть субпачки 2, состоящая из терригенных илов и глин с прослоями карбонатов. Возраст толщи II - ранний плейстоцен - начало среднего плейстоцена.

В отличие от скв. 379 А, здесь можно провести прямое сопоставление типов волновой картины с структурой и типом осадков, вскрытых скважиной. Проведенный анализ показывает, что отложения субпачки 3 (мощность 197,1 м), которые, за исключением верхних 40 м, представлены в скважине материалом одного или нескольких оползней (Геологическая история..., 1980, стр. 12), характеризуются нерегулярной слоистостью. Это подтверждает высказанное

ранее мнение об оползневом происхождении осадков с нерегулярной слоистостью в районе скв. 379А (см. гл. 3, §§ 3, 4). Необходимо также отметить, что и в данном случае время проявления оползневых процессов совпадает с ледниковой эпохой (Геологическая история..., 1980, стр. 68).

В верхней части разреза выделена толща Ш мощностью около 380 м. Характер изменения волновой картины аналогичен рассмотренному выше. В основании залегают отложения с нерегулярной слоистостью мощностью 190 м. Контакты с вмещающими осадками резкие, причем нижняя граница имеет прямолинейную форму, а кровля представлена отражающим горизонтом волнистой формы. Верхняя часть сложена горизонтально залегающими отложениями и имеет мощность около 190 м (рис. 21). Толща Ш сложена преимущественно серыми терригенными алеврито-пелитовыми и пелитовыми илами (субпачка I) и терригенными илами и глинами (верхняя часть субпачки 2). Отложениям с нерегулярной слоистостью в разрезе скважины соответствуют в основном пачки Ih и Ig , сложенные соответственно турбидитами (мощность 57 м) и илами (мощность 95 м), текстура которых "была сильно нарушена во время бурения, и илы фактически представляют смесь различающихся по цвету слоев" (Геологическая история..., 1980, стр. 11). Возраст толщи Ш - средний плейстоцен-голоцен.

Приведенные выше данные о соотношении текстуры осадков и волновой картины в основании толщи П и сравнение ее с типичной нерегулярной слоистостью в перекрывающих отложениях, свидетельствуют, по нашему мнению, об иной причине нарушения текстуры в пачке Ig и позволяют связывать это, как и в первом случае, с оползанием осадков под действием силы тяжести (рис. 22, 21).

Возраст пачек I_h и I_g, характеризующихся нерегулярной слоистостью, соответствует днепровской ледниковой эпохе.

Рассмотрев особенности строения осадочного чехла в районе скважин 380/380А, необходимо отметить те основные черты, которые отражают динамику изменения структуры осадков на этом участке. В отношении образования толщи I определенные выводы сделать трудно. Можно лишь утверждать, что подобный тип волновой картины не характерен для глубоководных отложений.

Характер изменения волновой картины в толщах II и III аналогичен. Разрез начинается отложениями с нерегулярной слоистостью и заканчивается горизонтально залегающими осадками, при этом большая часть неслоистых пачек представлена оползневыми массами (рис. 21). Отмеченная закономерность установлена также в толщах II и III и в Крымском секторе Черного моря. Следует лишь указать, что в Болгарском секторе отложения толщи II имеют преимущественно раннеплейстоценовый возраст, а к югу от Крыма они приурочены к концу раннего плейстоцена (минделю).

Из сказанного следует, что периоды интенсивного проявления оползневых процессов в начале раннего и среднего плейстоцена чередовались с периодами "спокойного" осадконакопления, в течение которых отлагались осадки с горизонтально залегающими отражающими горизонтами. Установленная закономерность четко выражена вблизи скважины, по латерали структурные соотношения более сложные (рис. 22).

Таким образом, анализ структуры чехла в Болгарском секторе Черного моря будет проводиться в следующих временных интервалах: поздний миоцен - эоплейстоцен, ранний плейстоцен - начало среднего плейстоцена, средний плейстоцен-голоцен.

§ 4.3. Верхнемиоценовые-эоплейстоценовые отложения.

Отложения неоген-эоплейстоценового возраста изучены неравномерно. Практически отсутствуют данные вдоль верхней части континентального склона на всем его протяжении, а также в южной и северной частях Болгарского сектора (рис. 26). Максимальная видимая мощность осадков на изученных участках достигает 500-600 метров (рис. 23, пр. 6-78; рис. 24, пр. XXI-I5-80).

Наибольшее распространение имеют отложения с субпараллельными протяженными отражающими горизонтами, залегающие в пределах континентального подножия, абиссальной равнины и в нижней части континентального склона на морском продолжении Нижне-Камчийского краевого прогиба (рис. 25, пр. УП-6-80). На континентальном склоне осадки рассматриваемого возраста характеризуются менее протяженными отражающими горизонтами (первые десятки километров).

У основания склона выделены два участка площадью около 500 км^2 (северный) и 300 км^2 (южный), которые сложены осадками с нерегулярной слоистостью (рис. 26). Первый располагается параллельно изобатам, второй вытянут в широтном направлении. По простиранию эти отложения постепенно замещаются слоистыми осадками глубоководной впадины. В отложениях с нерегулярной слоистостью часто наблюдаются короткие отражающие площадки, хаотически разбросанные в основной массе, имеющей акустически "прозрачную" структуру (рис. 24, пр. XIX-I3-80, вр. 04^{00} - 05^{00}). Анализ расположения отражающих площадок показывает, что здесь часто встречается выклинивание и деформации отдельных пачек (рис. 23, пр. 5-78, вр. 00^{00} - 22^{00}). Перечисленные особенности внутреннего строения и сопоставление с осадками с аналогичной волновой картиной в рай-

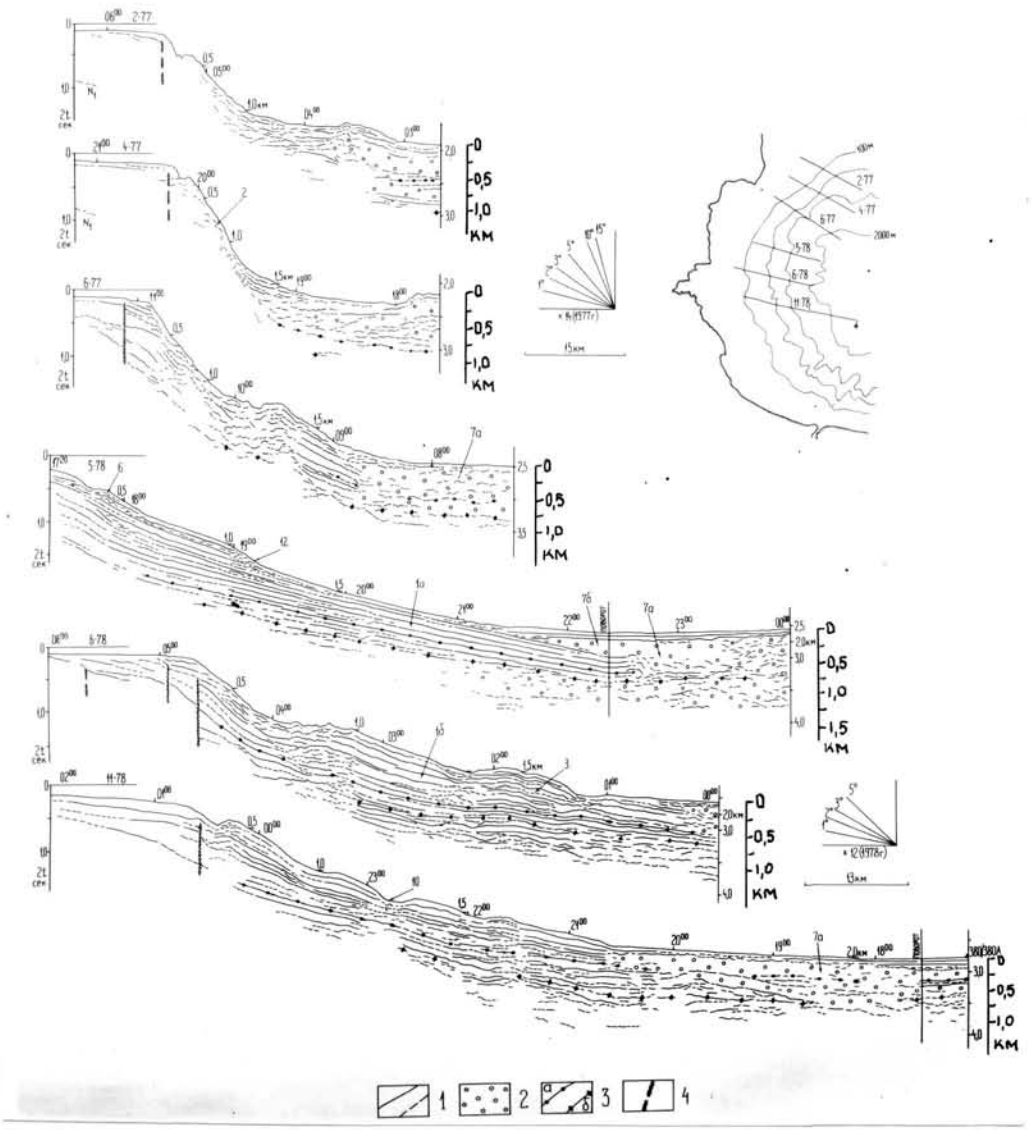

Рис. 23. Сейсмогеологические разрезы. Болгарский сектор Черного моря.

I - отражающие горизонты и площадки;
2 - отложения с нерегулярной слоистостью;
3 - отражающие горизонты в основании отложений: а-среднего плейстоцена, б-плейстоцена; 4 - разрывные нарушения. Цифры со стрелками см. на рис. 28.

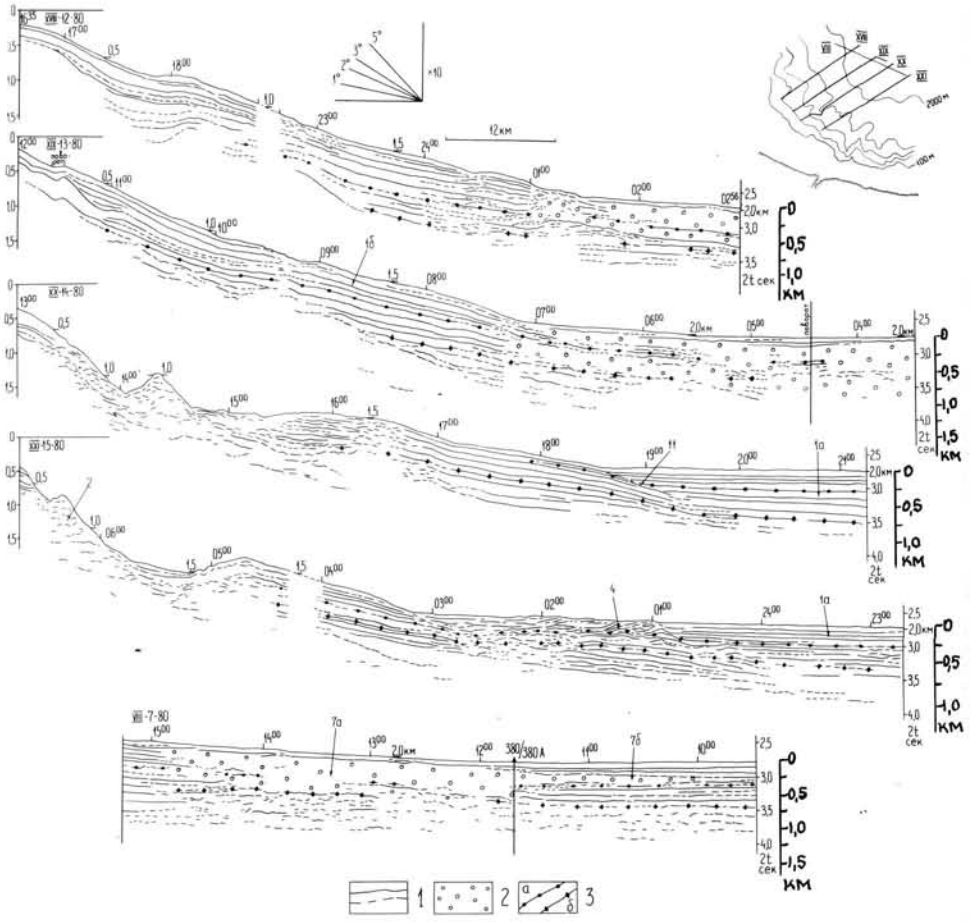

Рис. 24. Сейсмогеологические разрезы. Болгарский сектор Черного моря.

I - отражающие горизонты и площадки;
2 - отложения с нерегулярной слоистостью;
3 - отражающие горизонты в основании отложений: а-среднего плейстоцена, б-плейстоцена. Цифры со стрелками см. на рис. 28.

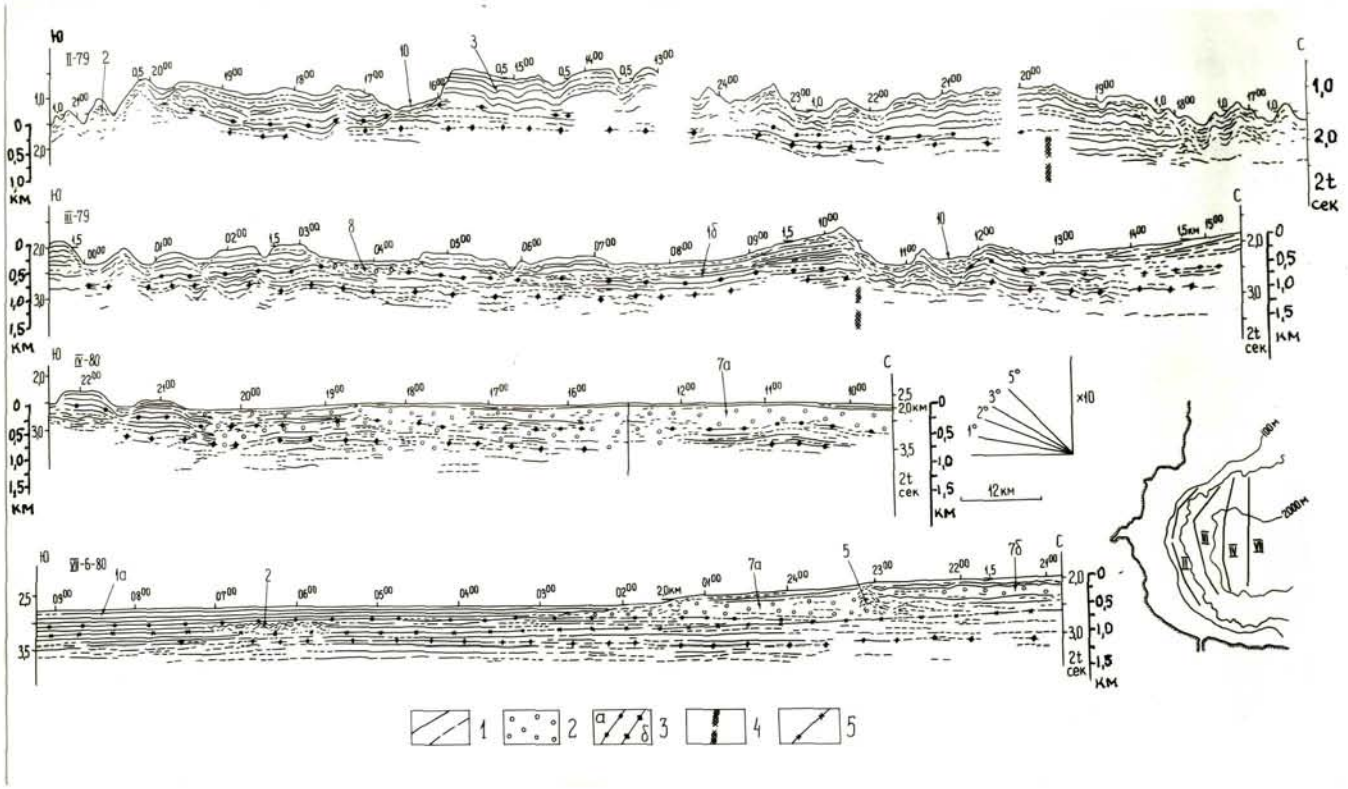

Рис. 25. Сейсмогеологические разрезы. Западная часть Черного моря.

I - отражающие горизонты и площадки; 2 - отложения с нерегулярной слоистостью; 3 - отражающие горизонты в основании отложений: а-среднего плейстоцена, б-плейстоцена; 4 - разрывные нарушения; 5 - отражающий горизонт в кровле отложений ранней чауды. Цифры со стрелками см. на рис.28.

оне скважины 380/380А показывает, что образование этих отложений связано с оползанием первоначально слоистых осадков. Как видно, на отдельных участках фрагменты слоистой структуры сохраняются. Контакты с вышележащими отложениями обычно не резкие (рис. 23, пр. 5-78).

В нижней части континентального склона к северо-востоку от морского продолжения Близнакского разрыва и западнее области распространения рассмотренных выше отложений с нерегулярной слоистостью залегают осадки с волнистыми отражающими горизонтами (рис. 23, пр. 6-78, вр. 01^{30} - 03^{00}). Они образуют пологие гравитационные складки длиной до 3-5 км и высотой до 100 м. Углы наклона на крыльях достигают $1-2^{0}$. Наряду с гравитационными складками встречаются небольшие оползни линзовидной в поперечном сечении формы мощностью до 80-100 м. Несмотря на то, что осадки на этом участке деформированы, непрерывность разреза в целом сохраняется.

В разрезе скважины отложения позднего неогена-эоплейстоцена представлены преимущественно глинами, алевролитами и карбонатами (субпачки 4 и 5). Об изменениях литологического состава по латерали прямых данных нет, однако, резкая смена типов волновой картины и глубинности исследований на отдельных участках свидетельствуют, по-видимому, о фациальной изменчивости отложений (Сейсмическая стратиграфия, 1982, т. I).

Структура нижележащих отложений изучена слабо, тем не менее на некоторых профилях видно, что описываемые отложения выклиниваются на сводах поднятий или выполняют неровности древнего рельефа (рис. 24, пр. XIX-13-80, вр. 07^{00}- 09^{00}); XXI-15-80, вр. 03^{00}- 04^{00}). Судить о составе только по сейсмоакустическим данным трудно, однако некоторые предположения о характе-

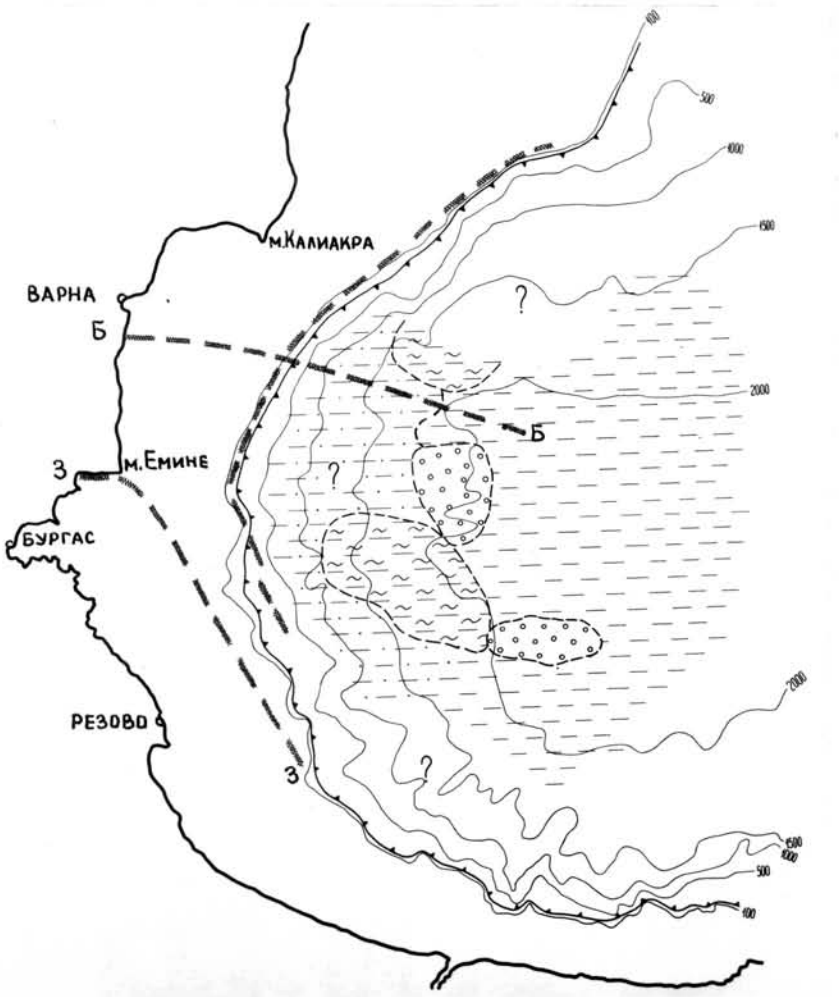

Рис. 26. Схема расположения гравитационных структур в отложениях позднего миоцена-эоплейстоцена в Болгарском секторе.

Условные обозначения см. к рис. 28.

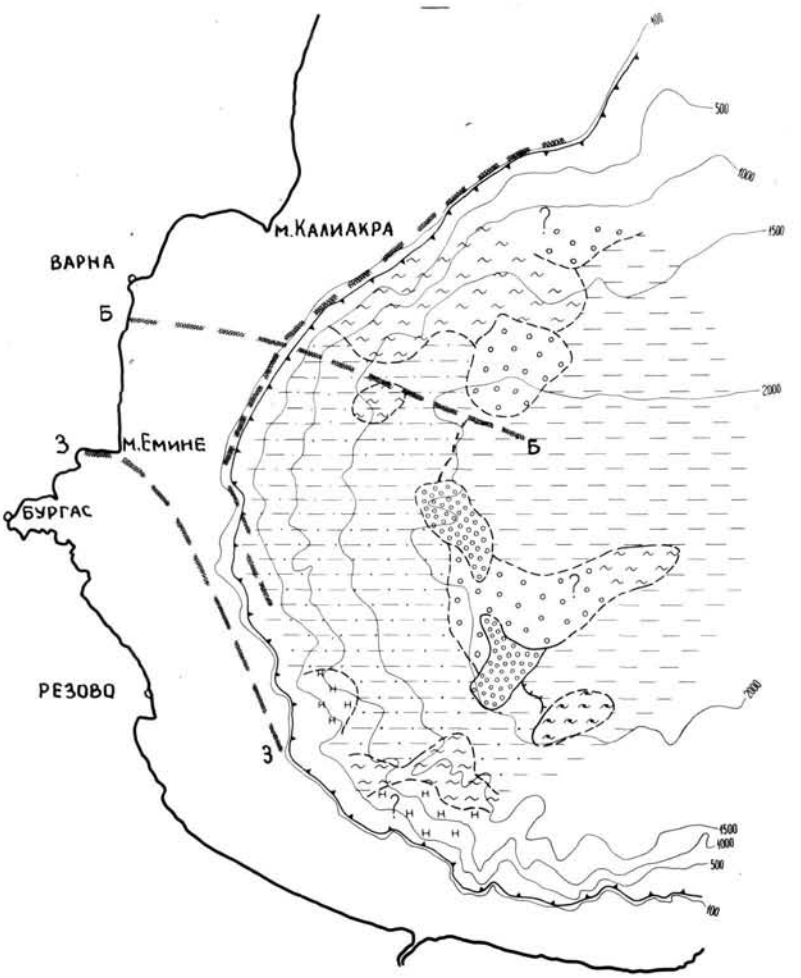

Рис. 27. Схема расположения гравитационных структур в отложениях раннего плейстоцена - начала среднего плейстоцена в Болгарском секторе.

Условные обозначения см. к рис. 28.

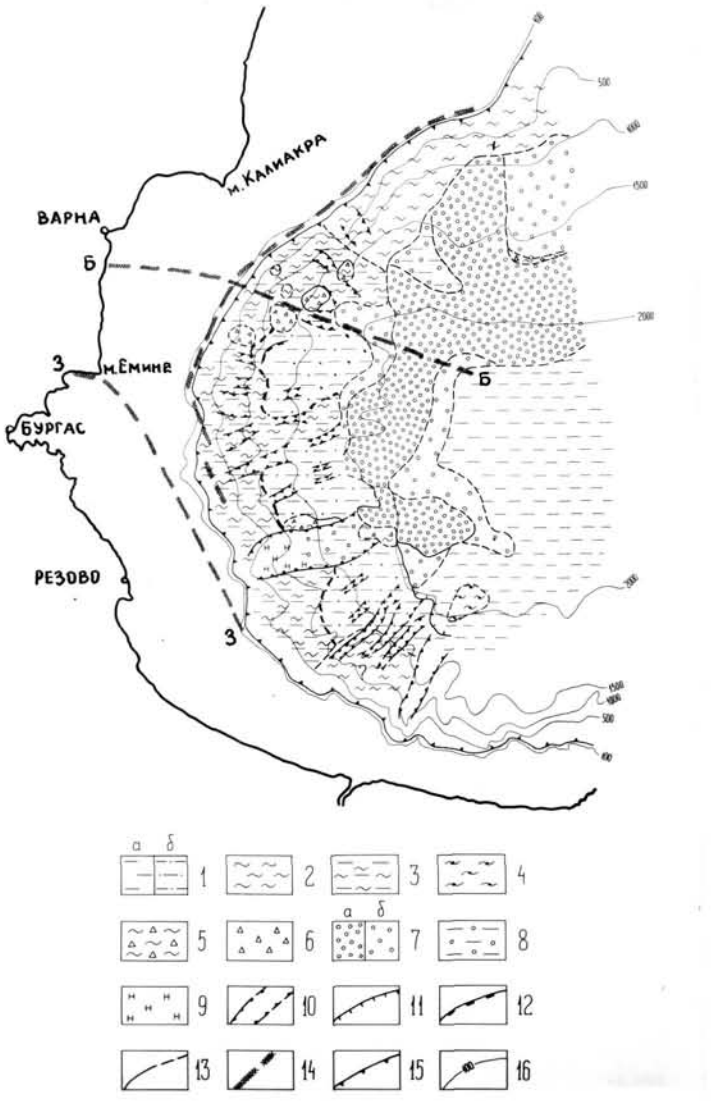

Рис. 28. Схема расположения гравитационных структур в отложениях среднего плейстоцена-голоцена в Болгарском секторе.

I - отложения с параллельными протяженными отражающими горизонтами (недеформированные): а-в глубоководной впадине, б-на континентальном склоне; 2 - отложения с короткими разнонаклонными отражающими горизонтами (слабодеформированные); 3, 4 - отложения с гладкими криволинейными отражающими горизонтами (развиты гравитационные складки); 3- $b > 3$ км, 4- $b < 3$ км (где b - ширина складки); 5 - зоны резкого изменения наклона отражающих горизонтов (зоны смятия); 6 - отдельные оползни; 7 - отложения с нерегулярной слоистостью

(сильнодеформированные): а-слагающие весь разрез, б-часть разреза; 8 - отложения с нерегулярной слоистостью и отдельными отражающими горизонтами; 9 - области отсутствия или сокращенной мощности отложений; I0 - эрозионные долины; II - несогласие; I2 - зоны отрыва; I3 - границы участков с различным типом деформаций; I4 - разрывные нарушения (Б-Б - Близнакский разрыв, З-З - Забалканский разрыв); I5 - край шельфа; I6 - изобаты в м.

ре осадконакопления можно высказать. Весь разрез неоген-четвертичных отложений, вскрытых скважинами 380/380А, несмотря на многообразие типов волновой картины, в целом характеризуется наличием отражающих горизонтов. В то же время в подстилающих образованиях, а на некоторых участках и в рассматриваемом интервале разреза, они практически отсутствуют. По-видимому, это связано с резкой сменой условий осадконакопления в западной части Черного моря в конце позднего миоцена - начале плиоцена, что и нашло свое отражение в резкой смене волновой картины на всей изучаемой территории.

Толща I согласно перекрывается толщей II, за исключением участков, где развиты отложения с нерегулярной слоистостью. В последнем случае характер перехода определить трудно, так как толщи имеют сходные физические характеристики.

Участки с различной степенью деформаций приурочены к нижней части современного континентального склона и располагаются, в основном, в пределах морского продолжения Нижне-Камчийского краевого прогиба (рис. 26).

§ 4.4. Нижнеплейстоценовые-среднеплейстоценовые отложения.

Нижне- и среднеплейстоценовые отложения изучены на всей территории, за исключением северной части района и узкой полосы вдоль внешнего края шельфа (рис. 27). Их мощность изменяется в широких пределах - от первых десятков до 500 м, но определенной закономерности не наблюдается.

В целом структура осадочного чехла в этом интервале по сравнению с предыдущим усложняется. К северо-востоку от Близнакского разрыва широко распространены отложения с короткими разнонаклонными отражающими площадками (рис. 23, пр. 6-77). Они занимают практически весь континентальный склон, а на отдельных участках слагают и континентальное подножие (имеется в виду современное положение этих зон)(рис. 27). Образование подобных слабодеформированных отложений обычно приурочено к зонам с интенсивным выносом терригенного материала. Слоистая структура в этом случае полностью не нарушается, но признаки движения осадков вниз по склону наблюдаются (Старовойтов и др., 1984).

К юго-востоку слабодеформированные отложения постепенно замещаются осадками с нерегулярной слоистостью. Их площадь составляет около 400-500 км^2, мощность не превышает 300 м (рис. 27, рис. 23, пр. 6-77, вр. 07^{10} - 08^{30}). Отражающие горизонты в кровле и подошве выражены плохо, волновая картина в подстилающих и перекрывающих толщах практически идентична. Далее к востоку большую часть континентального подножия занимают отложения с протяженными интенсивными отражающими горизонтами, залегающими горизонтально. Мощность меняется незначительно и составляет в среднем 400-500 м. В пределах рассматриваемого интервала на этом

участке выделены две пачки. Границей между ними служит отражающий горизонт в кровле нижнечаудинских слоев (рис. 25, пр. УП-6-80). На сейсмогеологическом разрезе отчетливо видно, что в его северной части этот интервал разреза представлен нижнечаудинскими осадками (нижняя пачка). Их мощность с севера на юг уменьшается от 500 до 200 м, причем уменьшение происходит главным образом за счет выклинивания слоев в кровле (рис. 30, 29).

К югу разрез становится более полным, здесь выделен весь комплекс отложений нижнего плейстоцена и нижней части среднего плейстоцена.

Верхняя пачка мощностью до 200 м постепенно выклинивается в северном направлении (рис. 30, 25, пр. УП, вр. 23^{30}). На других участках континентального подножия отложения данного интервала имеют простую параллельно-слоистую структуру.

Очевидно, что подобные структурные соотношения связаны со сменой источников питания терригенным материалом в конце ранней чауды.

К югу от Близнакского разрыва значительные площади на континентальном подножии занимают осадки с типичной нерегулярной слоистостью. Они протягиваются на расстояние до 70 км вдоль изобаты 2000 м и около 50км в субширотном направлении (рис. 31, 32). Общая площадь неслоистых осадков достигает 2000 км^2. Мощность в среднем составляет 250-300 м, нигде не превышая 400-450 м (рис. 24, пр. XIX-I3-80; рис. 25, пр. IУ-80). По латерали они либо постепенно, либо резко замещаются отложениями с субпараллельными отражающими горизонтами (ненарушенными). Контакты с подстилающими и перекрывающими осадками обычно не резкие, а на некоторых участках отделить их практически невозможно. В послед-

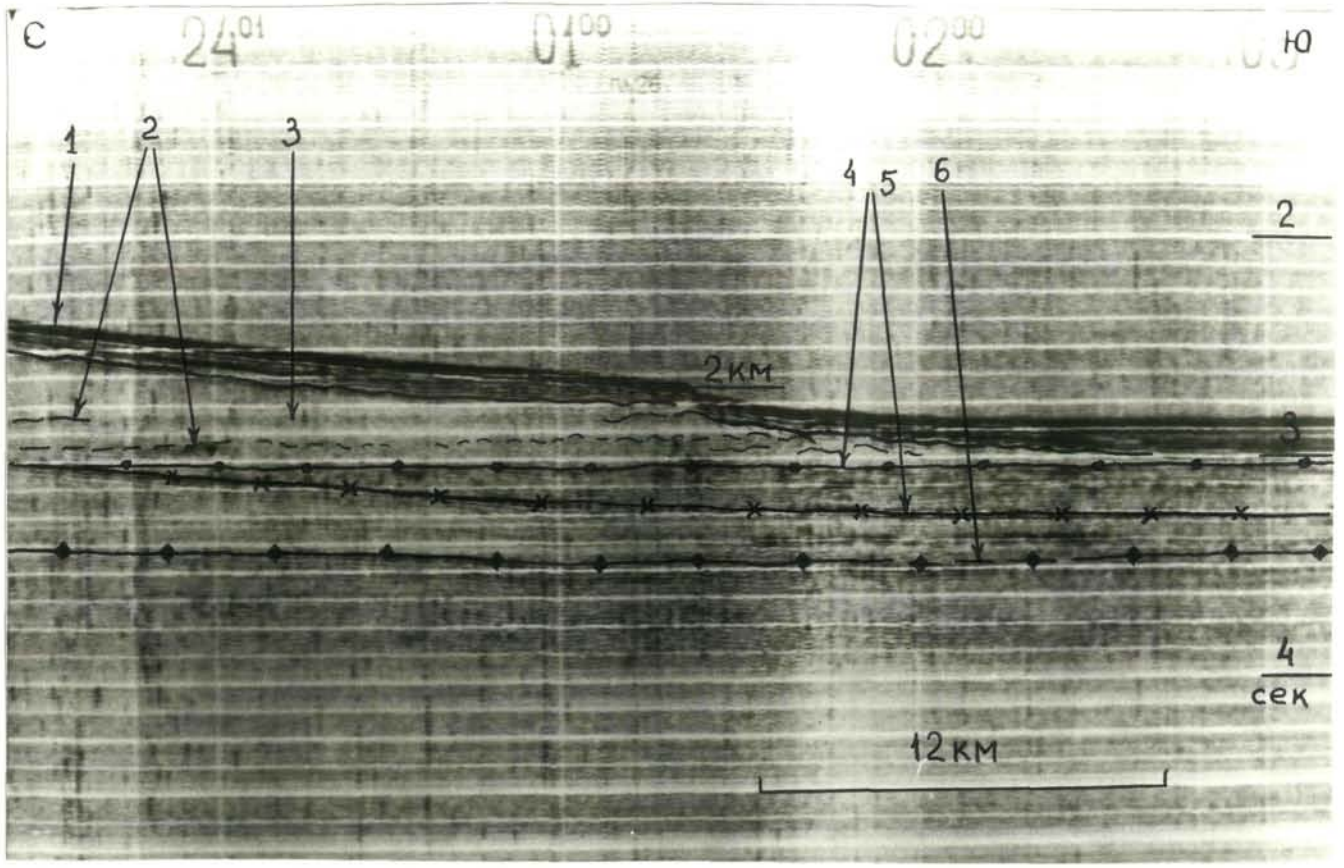

Рис. 29. Фрагмент сейсмограммы пр. УП-6-80 (см. рис. 25).

I - дно; 2 - отдельные отражающие горизонты; 3 - отложения с нерегулярной слоистостью; 4,5,6 - отражающие горизонты: 4- основании отложений среднего плейстоцена, 5-в кровле отложений ранней чауды, 6-в основании плейстоценовых отложений.

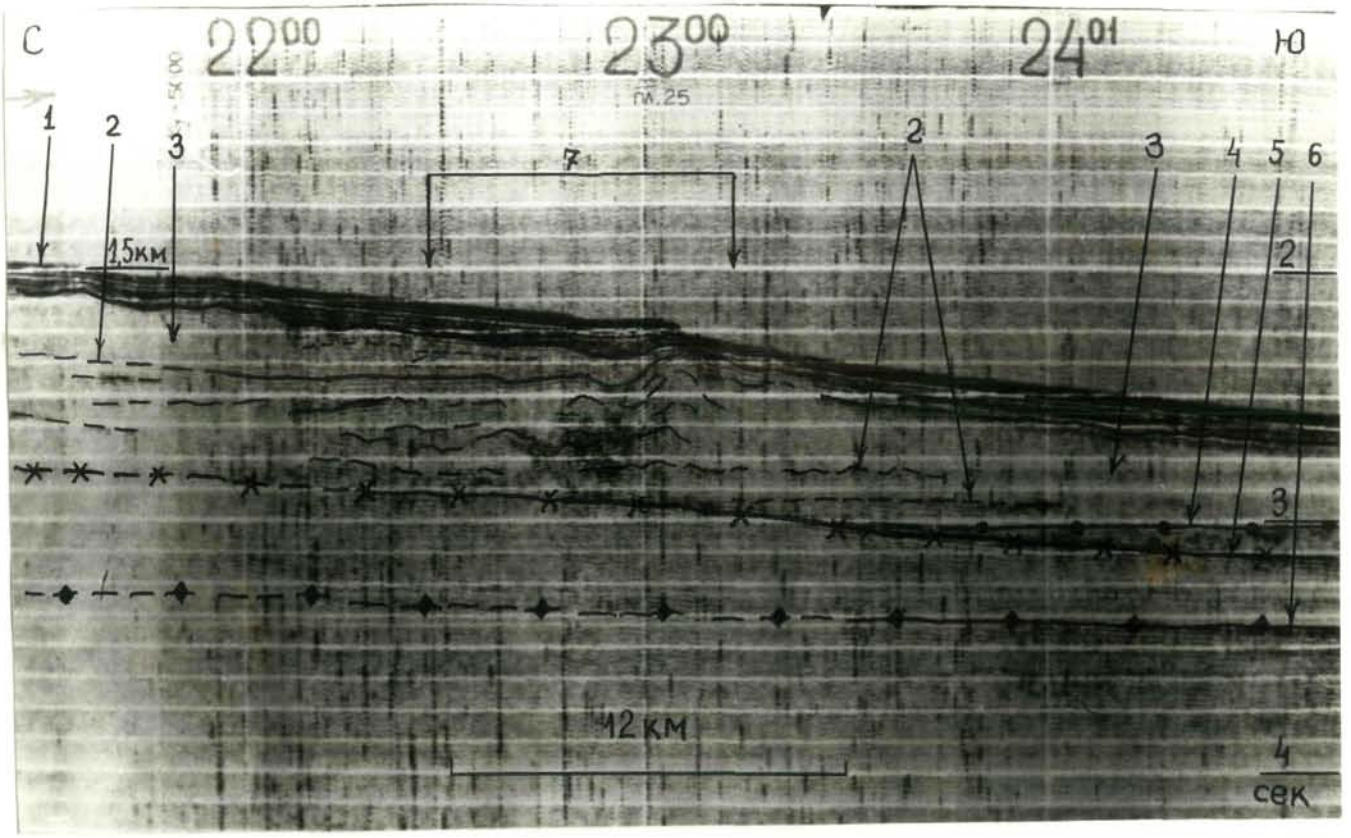

Рис. 30. Фрагмент сейсмограммы пр. УП-6-80 (см.рис. 25).

I - дно; 2 - отдельные отражающие горизонты; 3 - отложения с нерегулярной слоистостью; 4,5,6 - отражающие горизонты: 4-в основании отложений среднего плейстоцена, 5-в кровле отложений ранней чауды, 6-в основании плейстоценовых отложений; 7 - зона смятия.

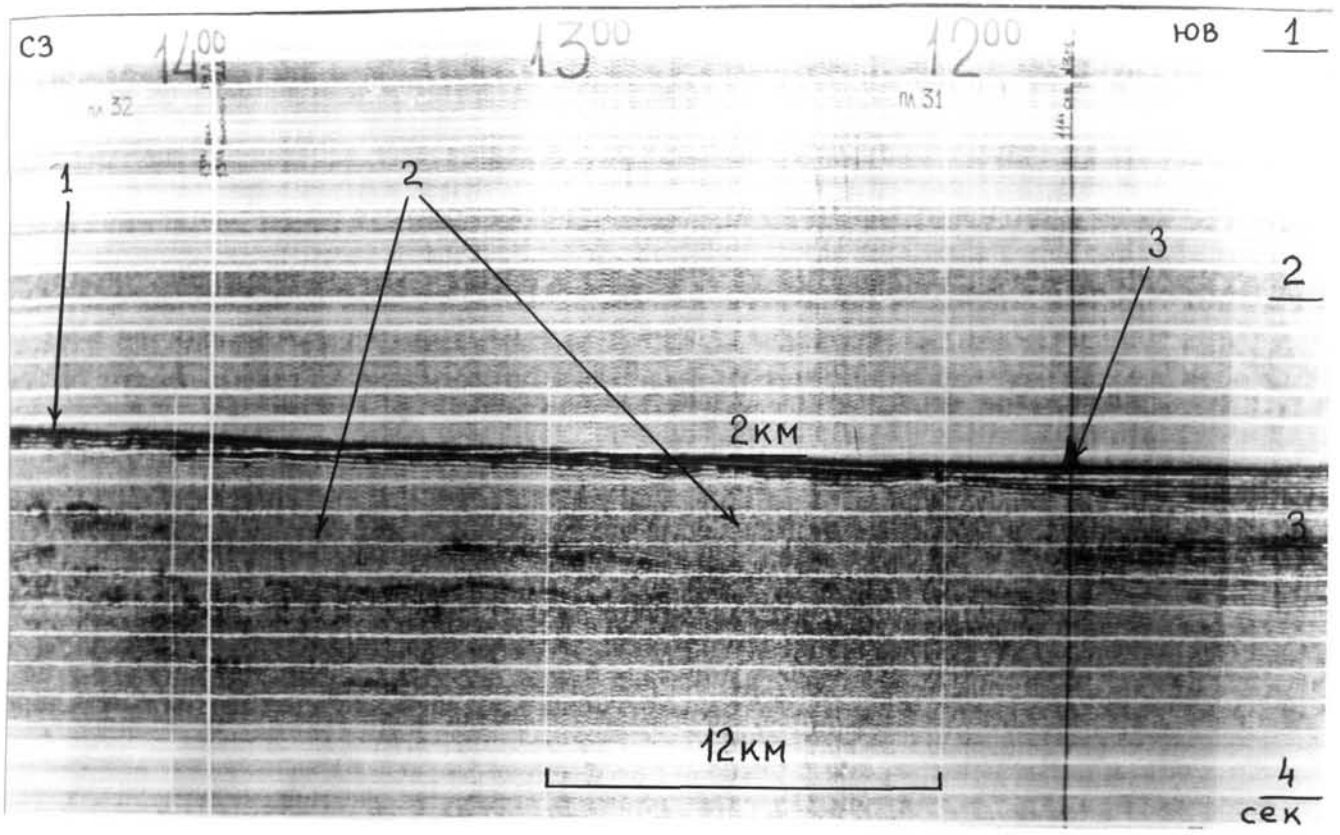

Рис. 3I. Фрагмент сейсмограммы пр. УШ-7-80 (см. рис. 24).

I - дно; 2 - отложения с нерегулярной слоистостью;
3 - скв. 380/380А.

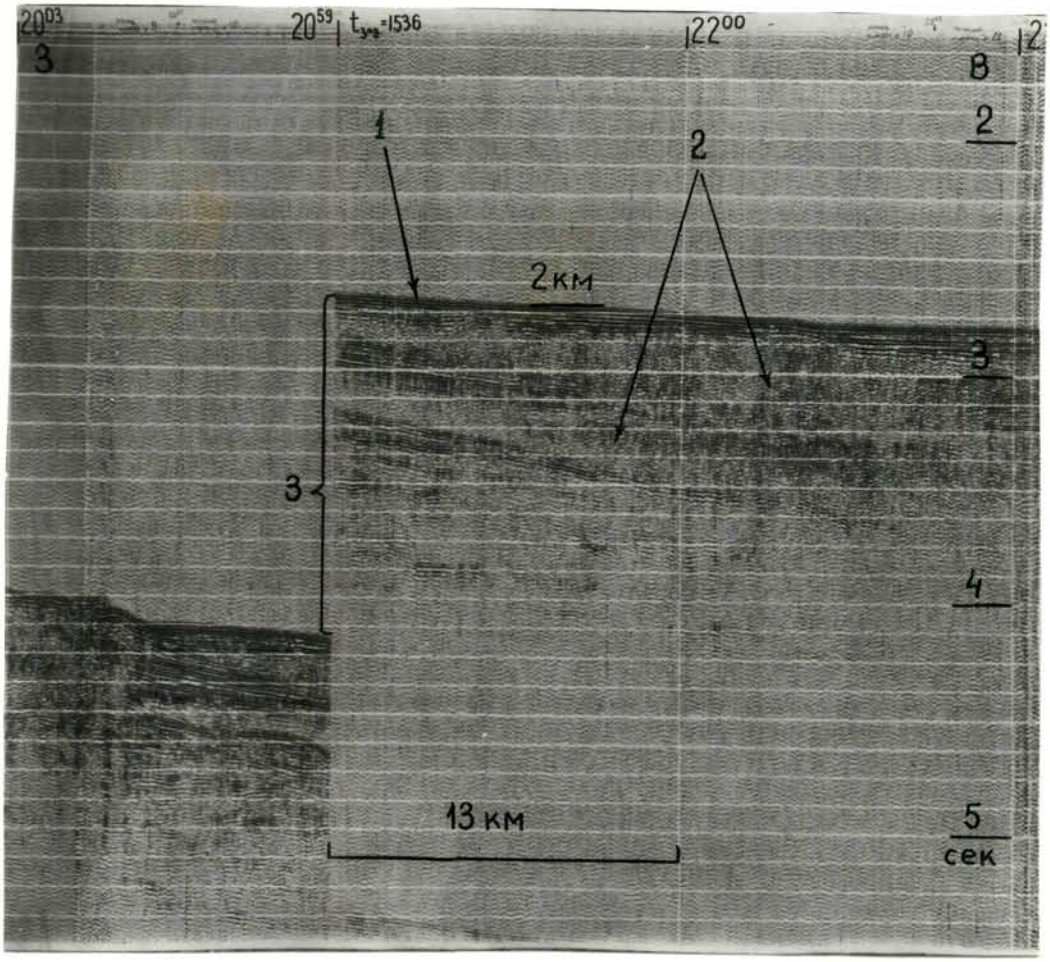

Рис. 32. Фрагмент сейсмограммы. Южная часть Болгарского сектора.

I - дно; 2 - отложения с нерегулярной слоистостью; 3 - задержка.

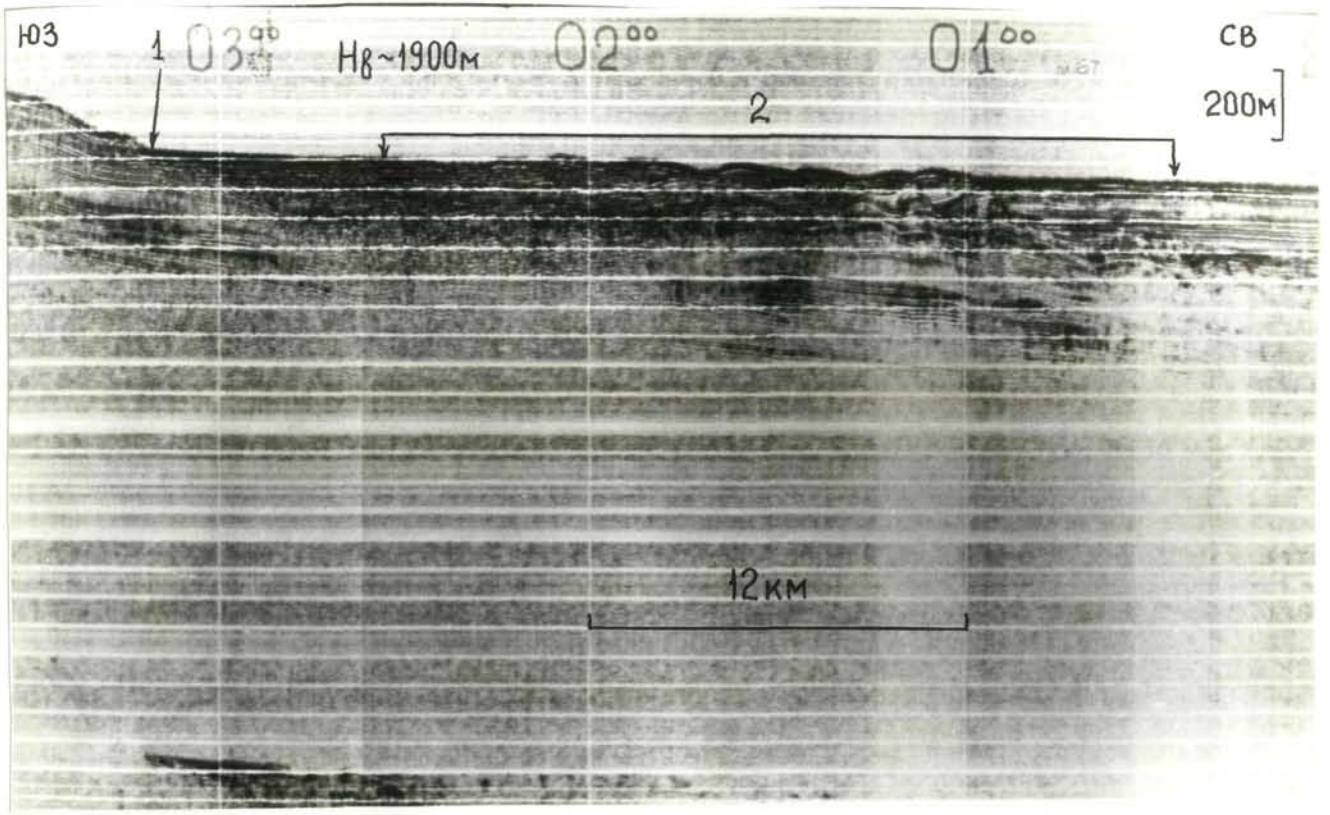

Рис. 33. Фрагмент сейсмограммы пр. XXI-I5-80 (см. рис. 24). Гравитационные складки в устье Босфорского каньона.

I - дно; 2 - гравитационные складки.

нем случае весь разрез неоген-четвертичных отложений имеет нерегулярно-слоистый тип волновой картины (рис. 24, пр. XIX-I3-80, вр. 03^{20} - 04^{30}).

В сторону глубоководной впадины неслоистые осадки постепенно замещаются отложениями с короткими разнонаклонными отражающими площадками (рис. 25, пр. УП-6-80, вр. 05^{30} - 07^{10}). По меридиональному профилю они протягиваются на 20 км, мощность обычно не превышает I70-200 м. В кровле залегает отражающий горизонт волнистой формы. На данном разрезе они располагаются в верхней части толщи П, т.е. время их образования - конец раннего плейстоцена (рис. 36).

Выше уже отмечалось (рис. 2I), что оползневые массы характеризуются определенным типом волновой картины - нерегулярной слоистостью. Следовательно, по типу волновой картины, взаимоотношению с вмещающими ненарушенными отложениями и внутреннему строению они представляют собой крупное оползневое тело. Присутствие отдельных отражающих горизонтов на разных гипсометрических уровнях и их хаотическое расположение в пространстве показывает, что оползание происходило, вероятно, неоднократно. По мере удаления от континентального склона наблюдается также постепенный переход от отложений с нерегулярной слоистостью к ненарушенным слоистым осадкам глубоководной впадины, что может быть связано с различным механизмом движения осадков.

Юго-восточнее, в устьевой части Босфорского каньона, развиты мелкие гравитационные складки (рис. 33; рис. 24, пр. XXI-I5-80, вр. 24^{00} - 03^{00}). В плане этот участок имеет конусовидную форму. Ширина складок не более 3-4 км, высота - десятки метров.

Особо следует остановиться на несогласии, выделенном на профиле XX-I4-80 (рис. 34, 24, вр. $I8^{00}$ - 20^{00}), Некоторые ис-

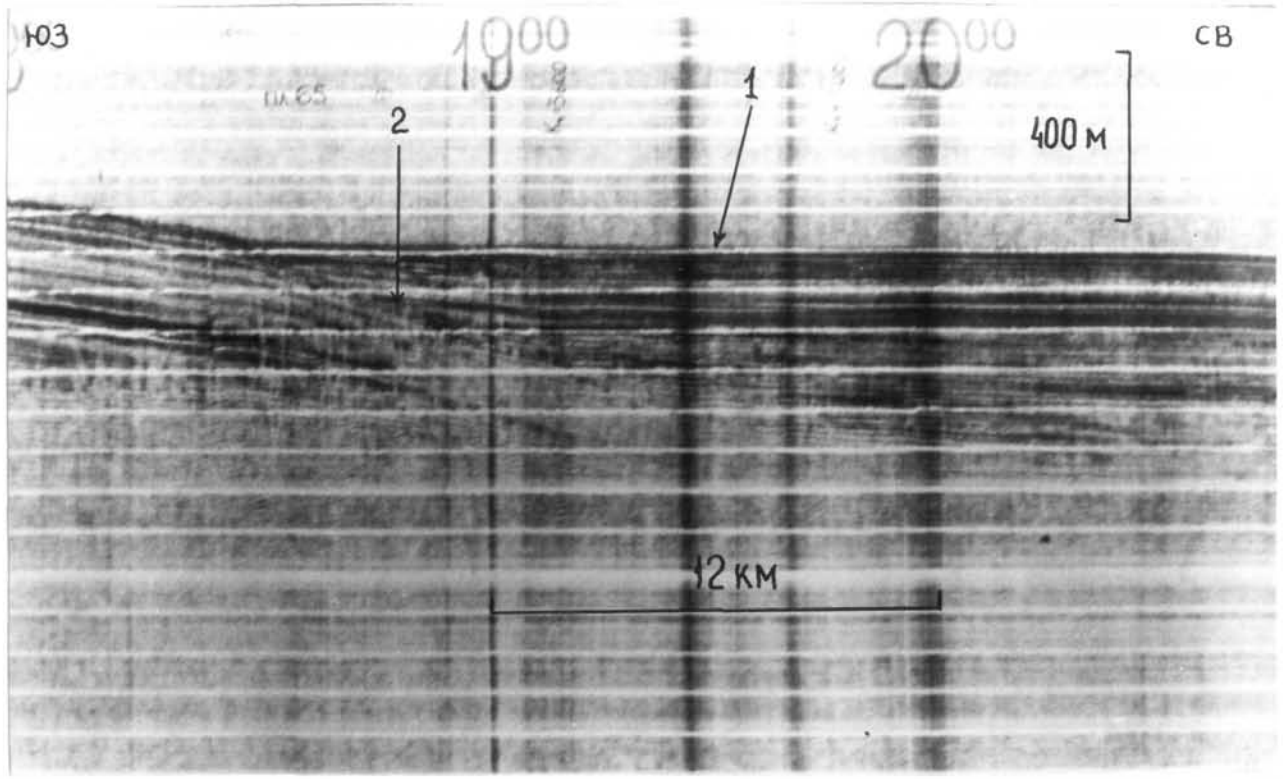

Рис. 34. Фрагмент сейсмограммы пр. XX-I4-80 (см. рис. 24). Несогласие у подножия континентального склона в Болгарском секторе Черного моря.

I - дно; 2 - несогласие.

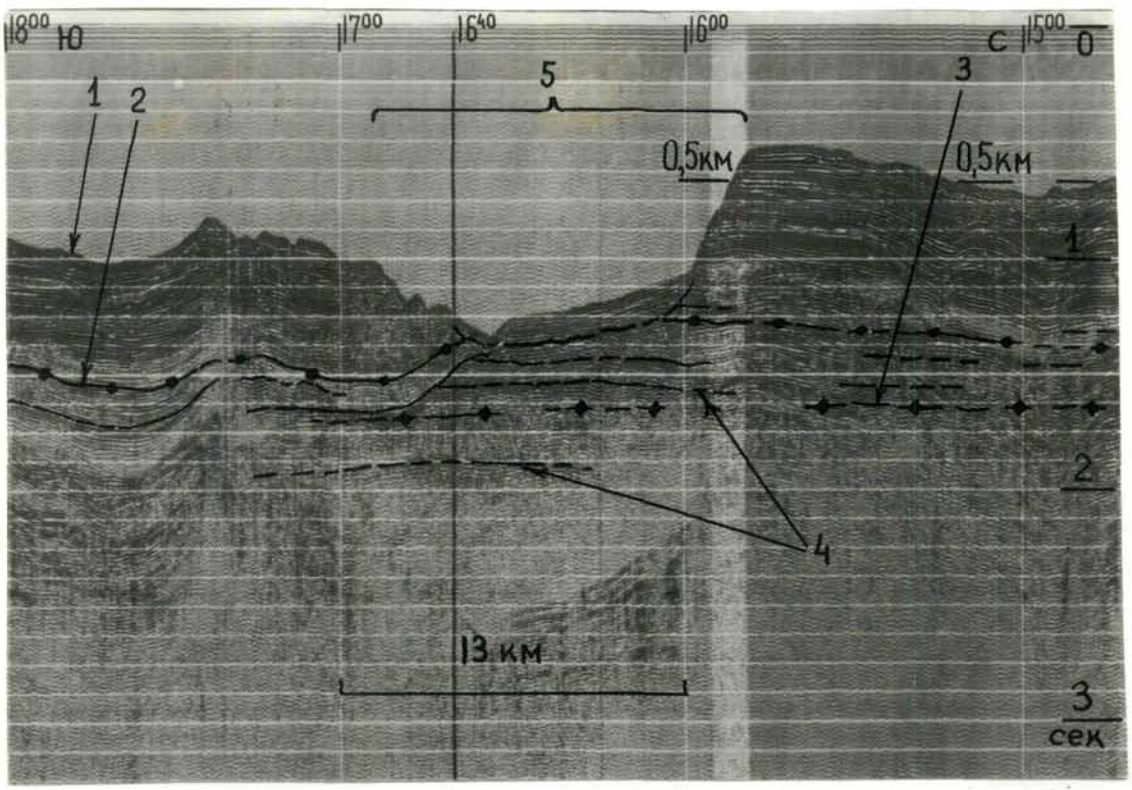

Рис. 35. Фрагмент сейсмограммы пр. II-79 (см.рис. 25).

I - дно; 2-3 - отражающие горизонты: 2-в основании отложений среднего плейстоцена, 3-в кровле плиоценовых отложений; 4 - отдельные отражающие горизонты; 5 - подводная долина в верхней зоне континентального склона на продолжении р. Резовской.

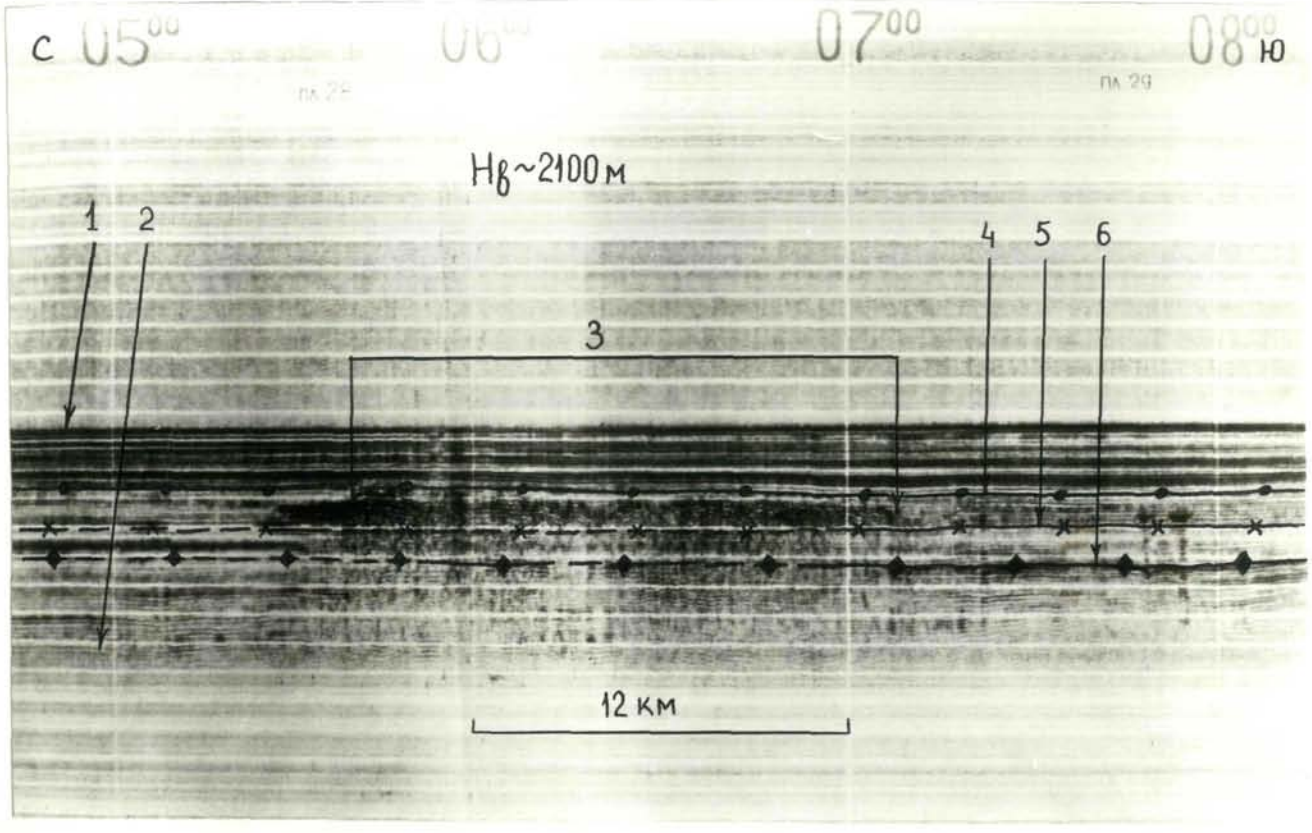

Рис. 36. Фрагмент сейсмограммы пр. УП-6-80 (см. рис. 25). Западная часть Черного моря.

I - дно; 2 - горизонтально залегающие отложения; 3 - участок записи, осложненной дифрагированными волнами; 4,5,6 - отражающие горизонты: 4-в основании отложений среднего плейстоцена, 5-в кровле отложений ранней чауды, 6-в основании плейстоценовых отложений.

следователи указывают на широкое распространение несогласия в четвертичных отложениях у подножия черноморского континентального склона и придают ему большое значение при доказательстве молодости Черноморской впадины (Яншин и др., I976; I977).

В южной части Болгарского сектора несогласие наблюдается на указанном выше профиле, на соседних профилях оно не обнаружено. Имеющиеся данные позволяют считать, что в данном случае его образование связано с выносом терригенного материала через Босфорский каньон и их латеральным разносом при выходе на континентальное подножие. Иными словами, здесь наблюдается прислонение отложений конуса выноса к бортам каньона.

На континентальном склоне в пределах Нижне-Камчийского краевого прогиба толща П сложена в основном осадками с протяженными субпараллельными отражающими горизонтами (рис. 23, пр. 5-78; рис. 25, пр. Ш-79). Значительные проявления гравитационных нарушений в раннем плейстоцене - начале среднего плейстоцена здесь отсутствуют.

В юго-западной части района в верхней зоне континентального склона на двух участках отложения рассматриваемого интервала или отсутствуют, или их мощности резко сокращены (рис. 27; рис. 25, пр. П-79, вр. $I9^{00}$ - $2I^{00}$). Иногда отчетливо видно, что большая часть толщи П размыта (рис. 35, 25, пр. П-79, вр. $I6^{00}$ - $I7^{30}$). В последнем случае ее мощность на расстоянии в несколько километров уменьшается от 500 до 200-250 м. Ниже по склону южного из участков, наряду с явным размывом, наблюдаются также признаки оползания, Отложения характеризуются здесь наличием коротких разнонаклонных отражающих площадок прямолинейной и волнистой формы (рис. 24, пр. XX-I4-80, вр. $I4^{00}$ - $I6^{00}$; пр.

XXI-I5-80, вр. 04^{00} - 06^{30}). В осадочном чехле в подобных зонах присутствуют многочисленные маломощные оползневые тела и мелкие гравитационные складки, однако подобие слоистой структуры сохраняется.

Таким образом, описание структуры нижне- и среднеплейстоценовых отложений показывает, что, по сравнению с неоген-эоплейстоценом, площади развития осадков с различной степенью деформаций увеличиваются. Выделяются два крупных участка. Первый располагается к северо-востоку от Близнакского разрыва, второй - на континентальном подножии в центральной части района. Процессы перемещения вещества на этих участках резко отличаются. На первом формировании структуры обусловлено преимущественно оползанием осадков, на втором - основное значение имеют, по-видимому, (Nardin et al., 1979; Embley, 1980), грязевые потоки.

§ 4.5. Среднеплейстоценовые-голоценовые отложения.

Верхняя часть осадочного чехла в западной части Черного моря изучена наиболее полно. Мощность отложений среднего плейстоцена-голоцена в среднем составляет 500-700 м, достигая в некоторых местах I000 м и более. По характеру волновой картины и структурным особенностям здесь выделено четыре основных типа осадочных толщ.

К первому типу отнесены отложения, залегающие в пределах абиссальной равнины и частично на континентальном подножии (рис. 28). Для них характерны протяженные, интенсивные, параллельные отражающие горизонты. Мощность отдельных пачек на расстоянии в десятки и даже сотни километров практически не меняется (рис. 36, 25, пр. УП-6-80). Аналогичная картина отмечается

Я.П. Маловицким и др. (I975) и для других глубоководных районов Черноморской впадины. Общая мощность спокойно залегающих отложений не превышает здесь 400-500 м. К этому же типу относятся одновозрастные осадки нижней зоны континентального склона (рис. 23, пр. 5-78). Они распространены южнее Близнакского разрыва и ограничены приблизительно изобатами I500 и 2000 м. Отражающие горизонты здесь менее выдержанные и иногда плавно изогнуты, что отчетливо видно на продольных профилях (рис. 25, пр. Ш-79).

На континентальном подножии и подводном конусе выноса Дуная широко распространены отложения с нерегулярной слоистостью, которые отнесены ко второму типу. Их мощность резко меняется по латерали, достигая максимальных значений 500-600 м в северной части района (рис. 23, пр. 6-77, вр. 07^{I0} - 08^{30}). Внутреннее строение этих отложений характеризуется резкой изменчивостью как по вертикали, так и по простиранию. Участки с акустически "прозрачной" структурой на расстоянии в несколько километров сменяются участками, где наблюдается большое количество коротких разнонаклонных отражающих площадок иногда со сложной конфигурацией (рис. 3, 23, пр. 5-78, вр. 22^{00} - 00^{00}). В толще Ш указанные отложения встречаются по всему разрезу.

Соотношения с вмещающими осадками также отличаются большим разнообразием. В основании иногда залегают слоистые пачки, на некоторых участках сейсмической границы с более древними отложениями не наблюдается. В этом случае разделить разрез по типу волновой картины крайне сложно (рис. 25, пр. IУ-80, вр. $I0^{00}$ - $I6^{00}$). Осадки с нерегулярной слоистостью обычно перекрыты горизонтально залегающими отложениями мощностью в первые десятки метров, кровля часто имеет волнистую форму. В восточном направлении они выклиниваются и постепенно замещаются глубоководными

отложениями с характерным типом волновой картины (рис. 24, пр. УШ-7-80, вр. 09^{30} - $I2^{00}$). Переход к слоистым осадкам континентального склона выражен довольно резко и происходит на расстоянии в 2-4 км, редко отмечается выклинивание (рис. 23, пр. 5-78, вр. $2I^{00}$ - 23^{00}).

В северной части Болгарского сектора рассматриваемый тип отложений встречается на подводном конусе выноса Дуная. По имеющимся данным конус выноса имеет в поперечном сечении линзовидную форму и хорошо выражен в современном рельефе (Маев и др., I980). На его поверхности имеются долины шириной I-2 км и глубиной до I00-I50 м, частично заполненные осадками (Старовойтов и др., I980б).

Интересные структурные особенности отмечены на продольном профиле (рис. 25, пр. УП-6-80). Максимальная мощность средне-плейстоценовых-голоценовых отложений составляет здесь около 700 м, уменьшаясь к югу до 250-280 м. На поверхности конуса выноса отчетливо выделяются два перегиба (рис. 25, пр. УП-6-80, вр. 23^{00} - $0I^{20}$), под которыми отмечается усложнение структуры осадков. Отражающие горизонты на этих участках резко меняют конфигурацию и имеют хаотические наклоны. Перечисленные структурные и морфологические признаки свидетельствуют о некотором продвижении ("течении") осадочного материала, а участки с разнонаклонными отражающими площадками можно рассматривать как зоны смятия. Отмеченные деформации затрагивают отложения только толщи Ш, в подстилающих осадках они не обнаружены (рис. 30).

Южнее морского продолжения Близнакского разрыва осадки с нерегулярной слоистостью протягиваются широкой полосой (35-40 км) до широты р.Резовской (рис. 28). Выше было отмечено, что в районе

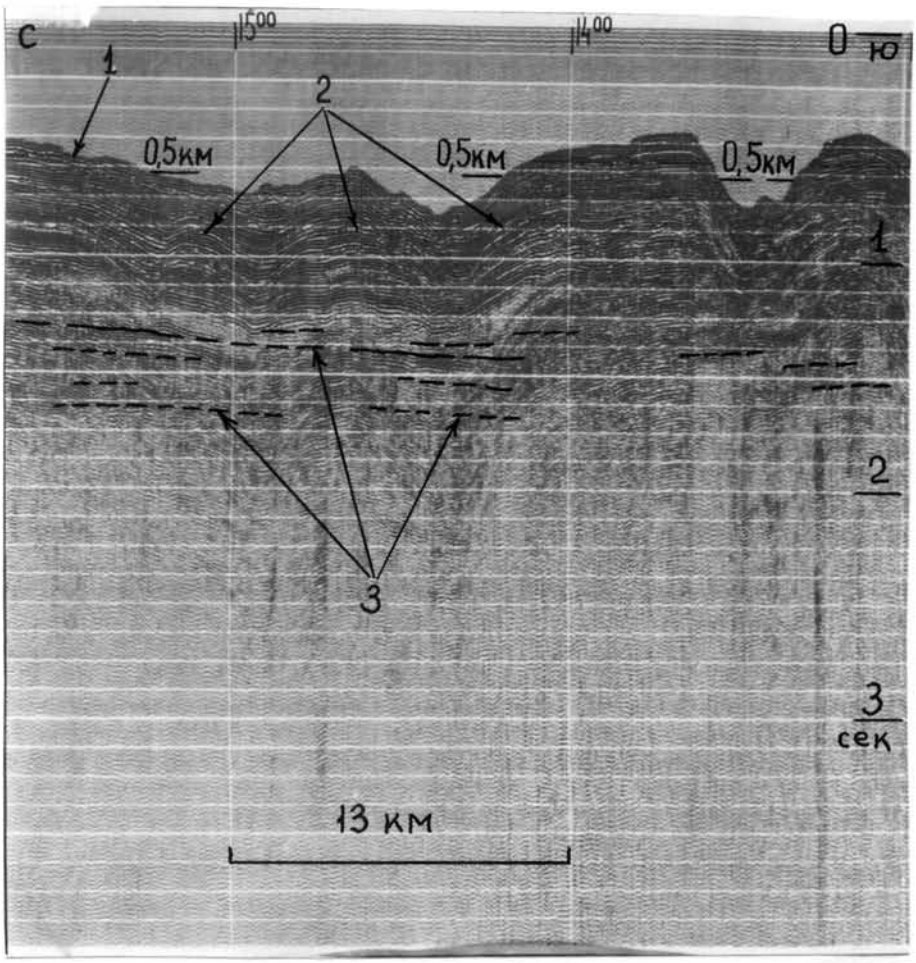

Рис. 37. Фрагмент сейсмограммы. Центральная часть пр. II-79 (см. рис. 25).

I - дно; 2 - гравитационные складки в средне-неплейстоценовых-голоценовых отложениях; 3 - отдельные отражающие горизонты.

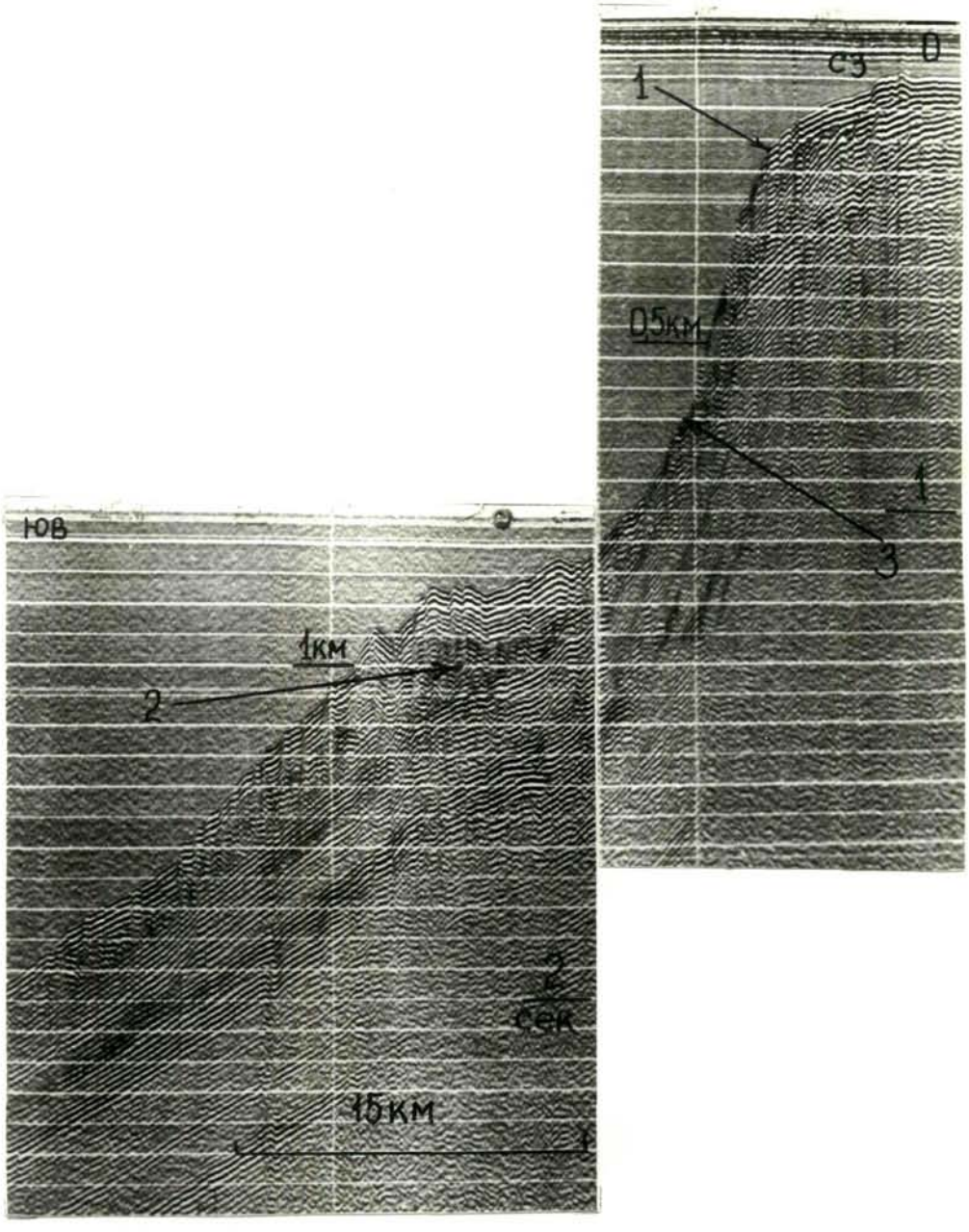

Рис. 38. Фрагмент сейсмограммы. Оползневое тело в верхней зоне континентального склона в западной части Черного моря.

I - дно; 2 - оползневое тело; 3 - поверхность отрыва.

скв. 380/380А они представлены турбидитами и оползневой массой (пачки Ih и Ig). Особенности внутренней структуры, характер взаимоотношений с вмещающими отложениями, а на некоторых участках и геоморфологические признаки позволяют связывать образование указанных осадков с широким проявлением гравитационных процессов различного типа. Сейсмических данных недостаточно для однозначного решения вопроса о способах переноса осадков, можно лишь указать, что формирование таких сложных комплексов - процесс длительный и многоактный (Nardin et al. , 1979; Старовойтов, 1984). Принимая во внимание, что слоистость на многих участках полностью нарушена, основным процессом перемещения осадков являются, по-видимому, грязевые и (или ?) обломочные потоки.

Третий тип осадков, характеризующийся относительно протяженными криволинейными отражающими горизонтами, выделен в верхней части континентального склона. Так как подстилающие отложения представлены практически горизонтально залегающими пачками, то отмеченные пологие деформации являются, очевидно, гравитационными складками, что отчетливо видно на продольном профиле (рис. 37, 25, пр. П-79, вр. 13^{00}-16^{00}). В форме складок и их расположении в разрезе определенной закономерности не отмечается. Их ширина меняется от 2-3 до 5-6 км, высота - десятки метров, редко более 100 м. Углы наклона на крыльях достигают 4-5^{0}. Максимальная мощность толщи Ш составляет здесь 700-800 м. Аналогичные структуры широко распространены также и в других регионах (Roberts , Stride , 1968). Ниже по склону гравитационные складки исчезают (рис. 25, пр. Ш-79).

Осадки четвертого типа распространены на континентальном склоне в северо-западной и юго-западной частях района (рис.28).

Для них характерны короткие отражающие горизонты, мощности отдельных пачек резко меняются на расстоянии в 2-3 км (рис. 23, пр. 2-77, вр. 04^{00}- 05^{00}). На северо-западе рассматриваемые отложения (слабонарушенные) налегают на осадки подводного конуса выноса (рис. 23, пр. 4-77, вр. $I8^{00}$- $I9^{30}$).

Выделены также другие типы, но они занимают значительно меньшие площади. Так, в устье Босфорского каньона развиты мелкие гравитационные складки шириной до I-2 км. По сравнению с предыдущим временным интервалом площадь их распространения становится меньше. Они хорошо выражены в современном рельефе (рис. 33). Здесь же отмечается несогласие, рассмотренное выше (см. § 3.4, рис. 34, 24, пр. XX-I4-80, вр. $I8^{00}$- 20^{00}).

В пределах Нижне-Камчийского краевого прогиба на континентальном склоне обнаружены отдельные крупные оползневые тела (рис. 38). Иногда смещение осадков определяется только по деформации пластов в основании оползневых блоков (рис. 39). Форма поверхности скольжения встречается как вогнутая, так и прямолинейная. Нарушения слоистости незначительные и наиболее часто приурочены к зоне скольжения. Смещение осадков не превышает, по-видимому, I0-I5 км. Мощность оползней достигает 200-300 м, объем - 20-25 км^3.

На глубине около I200 м имеется зона отрыва, по которой осадки сорваны и перемещены к подножию склона на расстояние около 30 км. Их мощность преположительно оценивается в I00-I20 м (рис. 40, 23, пр. 5-78, вр. $I9^{00}$).

Изучение рельефа континентального склона в Болгарском секторе показало, что здесь широко развиты долины (Маев и др., I980). Они, как правило, хорошо выражены только в верхней зоне склона и разделяются нами на два типа. К первому относятся эро-

зионные долины, которые прорезают осадочный чехол на различную глубину (рис. 35). Некоторые долины частично заполнены осадками. Глубина врезов меняется от десятков до сотен метров, максимальная ширина составляет I2-I5 км. Долины второго типа распространены меньше, они являются морфологическим отображением гравитационных складок в рельефе дна (рис. 37, 25, пр. П-79, вр. $I4^{00}$ - $I5^{30}$).

Один из самых крупных врезов находится на широте р.Резовской. Его глубина в верхней части склона около 450 м, ширина - 8-I0 км. На глубине I500 м долина имеет плоское днище с относительно крутыми бортами (рис. 35, 25, пр. П-79, вр. $I5^{40}$ - $I7^{00}$; пр. Ш-79, вр. 05^{00} - 03^{00}). Дно сложено осадками мощностью I20-I40 м, которые по типу волновой картины напоминают отложения с нерегулярной слоистостью. Этот врез достигает верхних горизонтов толщи П, тогда как остальные затрагивают только осадки среднего плейстоцена-голоцена. В толщах П и Ш погребенных долин не обнаружено.

Заканчивая описание структуры осадочного чехла этого временного интервала, следует указать на его основные особенности и отличия по сравнению с предыдущими. Во-первых, резко увеличивается площадь развития осадков с нерегулярной слоистостью (рис. 27, 28). Во-вторых, в распределении отложений с различным внутренним строением наблюдается поперечная по отношению к континентальному склону зональность. В его верхней зоне развиты пологие гравитационные складки и широко распространены долины, прорезающие на различную глубину отложения данного возраста. В нижней зоне расчлененность склона значительно меньше, осадочный чехол представлен здесь практически ненарушенными осадками. Отложения с нерегулярной слоистостью приурочены к континентально-

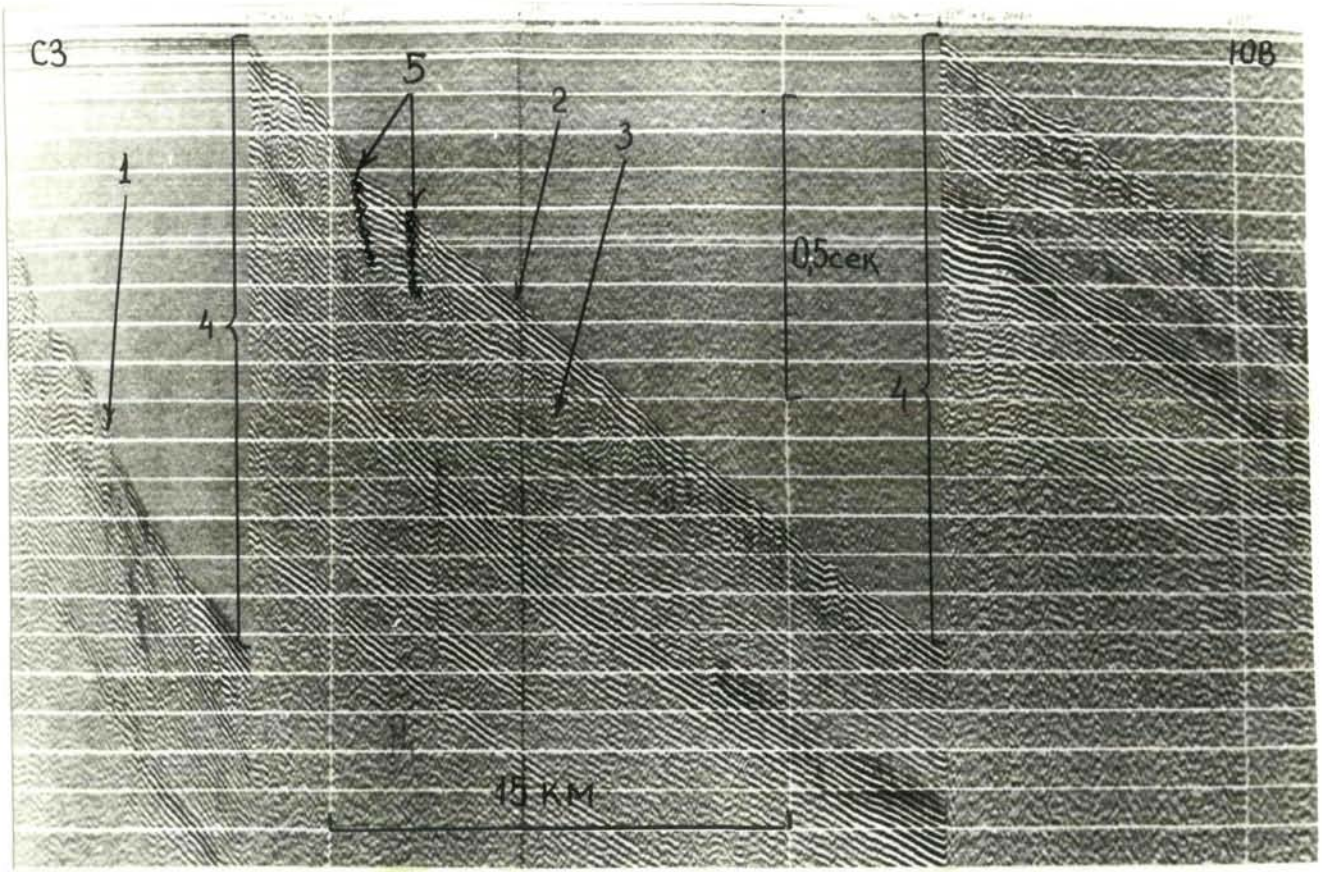

Рис. 39. Фрагмент сейсмограммы. Болгарский сектор Черного моря.

I - дно; 2 - оползневое тело; 3 - деформированные осадки в основании оползня; 4 - задержка; 5 - разрывные нарушения.

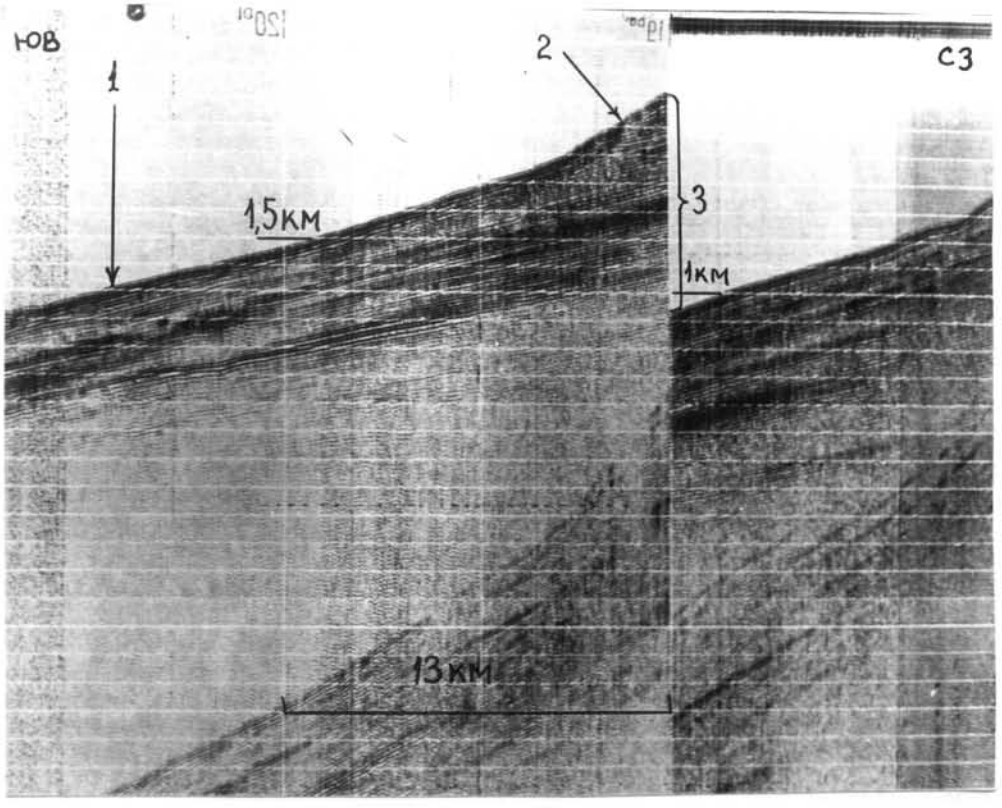

Рис. 40. Фрагмент сейсмограммы пр. 5-78 (см. рис. 23).

I - дно; 2 - зона отрыва;
3 - задержка.

му подножию и, таким образом, являются вещественным отображением зоны перехода от континентального склона к глубоководным частям впадины (рис. 28).

Севернее Близнакского разрыва соотношения несколько другие. Здесь отмечается резкий переход от слабонарушенных к сильнонарушенным отложениям. Увеличение мощности среднеплейстоценовых-голоценовых образований на этом участке связано, очевидно, с выносом Дунаем терригенного материала непосредственно на склон (рис. 25, пр. УП-6-80).

Анализируя в целом изменение характера волновой картины необходимо отметить, что отчетливые отражающие горизонты на всей изучаемой территории начинают появляться в отложениях в конце миоцена - начале плиоцена. Все выше залегающие толщи имеют типичную "морскую" волновую картину. Литологическое изучение нижней части разреза в районе скв. 380/380А показало, что в позднем миоцене седиментация шла еще в мелководном водоеме. Затем последовала мощная трансгрессия, которая в геологическом разрезе отражена сменой фациальных обстановок (Геологическая история..., 1980, стр. 44). Таким образом, незначительное количество отражающих горизонтов в миоцене и частично в плиоцене объясняется не сейсмогеологическими условиями верхней части осадочного чехла, а связано с литофациальным составом отложений. Иными словами, мелководные условия существовали в это время, вероятно, на большей части западного сектора Черного моря.

В развитии структуры осадочного чехла континентального склона и континентального подножия можно выделить два крупных этапа, граница между которыми приурочена к концу плиоцена - началу плейстоцена. Начиная с раннего плейстоцена, площади разви-

тия отложений с различным стилем деформаций, обусловленных перемещением материала под действием силы тяжести, увеличиваются. Особенно интенсивно гравитационные процессы протекали с начала среднего плейстоцена. Строение верхней части осадочного чехла свидетельствует также о том, что большое значение в развитии района на последнем этапе имели движения по Близнакскому разрыву (рис. 27, 28).

Сравнивая полученные данные с материалами по Крымскому сектору Черноморской впадины, следует отметить, что в обоих случаях отмечается приуроченность гравитационных структур к определенным стратиграфическим интервалам, выявленная как в разрезах глубоководных скважин, так и в строении осадочного чехла. Крайне важным представляется усиление деятельности оползневых процессов с раннего плейстоцена до голоцена и их связь с ледниковыми эпохами, выявленная в особенностях строения отложений континентального подножия.

ГЛАВА 5

ФОРМИРОВАНИЕ СТРУКТУРЫ ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА КОНТИНЕНТАЛЬНОМ СКЛОНЕ И ПОДНОЖИИ

В плиоцен-четвертичное время глубоководная Черноморская впадина испытала значительное погружение. В опускание были вовлечены структуры континентального склона и подножия и краевые участки шельфа, располагающиеся на разнородных тектонических элементах по периферии впадины. В течение этого времени осадкообразование происходило во всех геоморфологических зонах, что подтверждается практически повсеместным распространением плиоцен-четвертичных отложений в Черноморской впадине (Маловицкий и др., I975; Туголесов, I976; Яншин и др., I977; Геологическая история..., I980; Лимонов, I98I). Очевидно, что тесная пространственная связь рассматриваемых отложений в пределах континентальных окраин обусловлена в значительной степени единством и взаимозависимостью процессов осадконакопления на этих участках. Таким образом, прежде чем перейти к рассмотрению процессов формирования структуры плиоцен-четвертичных отложений на континентальном склоне и подножии в Болгарском и Крымском секторах, остановимся кратко на основных особенностях строения одновозрастных образований на шельфе и ложе в указанных районах.

§ 5.I. Основные черты структуры плиоцен-четвертичных отложений шельфа и ложа в Болгарском и Крымском секторах

В настоящее время положение основных структурных элементов на болгарском шельфе выяснено довольно хорошо (Глумов и др.,

1971; Дачев, 1977; Куприн и др., 1980). Несколько хуже они выделяются в пределах континентального склона, что связано с увеличением мощности молодых осадочных образований в этой зоне и в зоне контакта с глубоководной впадиной. С севера на юг здесь выделяются Мизийская плита, Нижне-Камчийский краевой прогиб и альпийское складчатое сооружение, включающее Восточно-Старапланинскую складчатую зону и Бургасскую впадину, приуроченную к Среднегорско-Понтийскому подвижному поясу эвгеосинклиналей (рис. 41).

Плиоцен-четвертичные отложения изучены с различной степенью детальности на шельфе во всех перечисленных структурах и представлены преимущественно терригенными осадками. На морском продолжении Мизийской плиты они трансгрессивно залегают на миоценовых мелководных кавернозных известняках (Лимонов и др., 1980а). По направлению к бровке шельфа их мощность постепенно увеличивается и достигает иногда 1000 м. Толща плиоцен-четвертичных отложений характеризуется наличием многочисленных субпараллельных, редко волнистых, отражающих горизонтов, иногда отмечается выклинивание отдельных пачек. Более дробное разделение этой толщи по структурным особенностям не представляется возможным.

Верхняя часть осадочного чехла осложнена системой разрывных нарушений, которые протягиваются как вдоль края шельфа, так и по нормали к нему. Амплитуда смещений составляет в среднем несколько десятков метров, лишь на отдельных участках достигая 100 м. Вдоль бровки шельфа выявлен сброс, амплитуда смещения по которому увеличивается в северном направлении и составляет, по-видимому, несколько сотен метров. Более точно определить ее не удается вследствие сложных сейсмогеологических условий в этой

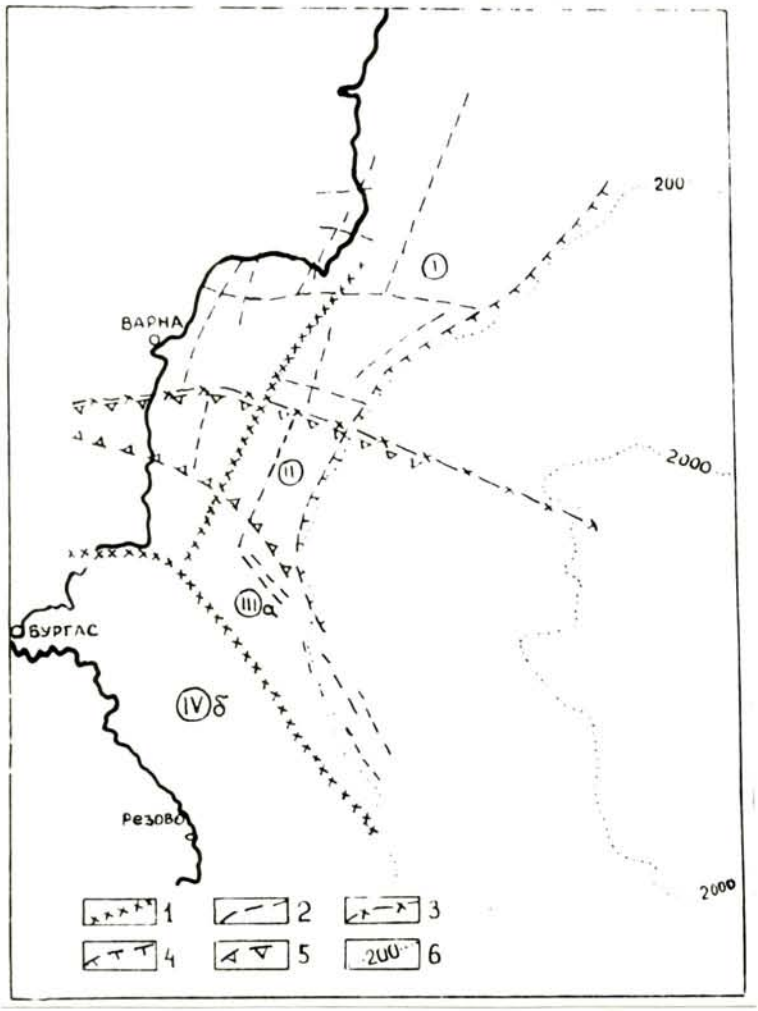

Рис. 41. Схема основных тектонических элементов континентальной окраины НРБ (по Куприну П.Н. и др., 1980).

Цифры в кружках: I – Мизийская плита; II – Нижне-Камчийский краевой прогиб; III – Альпийская складчатая область: IIIа – Восточно-Старапланинская складчатая зона, IIIб – Бургасская впадина; 1 – глубинные разломы; 2 – разрывы, ограничивающие блоки крупных структурных элементов; 3 – региональные разрывы; 4 – сброс под уступом террасы у края шельфа; 5 – контуры Нижне-Камчийского прогиба; 6 – изобаты в м.

зоне (Старовойтов и др., 1980а). Большие мощности плиоцен-четвертичных отложений на этом участке указывают на значительное прогибание шельфа в это время. Терригенный материал в основном поставлялся, вероятно, Дунаем. Преобладающая часть разрывных нарушений в целом параллельна бровке шельфа, и они часто непосредственно выражены в рельефе дна. Их образование связано, вероятно, с затягиванием края шельфа при прогибании Черноморской впадины.

Южнее отложения рассматриваемого возраста выделяются на морском продолжении Нижне-Камчийского краевого прогиба (Лимонов и др., 1980б). Они несогласно залегают на карбонатных песчаниках и глинах миоцена. Структурно-денудационная поверхность миоценовых отложений на шельфе образует пологие поднятия с углами наклона на крыльях в 3-4°. В более молодых отложениях эти складки выражены слабо и постепенно затухают вверх по разрезу. От расположенной севернее Мизийской плиты прогиб отделяется Близнакским разрывом; амплитуда смещения по кровле миоцена увеличивается к краю шельфа и достигает 200-250 м. С юго-запада ограничением Нижне-Камчийского краевого прогиба является система Предбалканских разломов. На отдельных участках шельфа они выражены плохо, поэтому реальным ограничением прогиба здесь является Самотинская зона поднятий (Головинский и др., 1975). В восточном направлении прогиб веерообразно раскрывается в Черноморскую котловину.

В продольном сечении прогиб представляет собой систему ступеней, погружающихся в сторону впадины. Ступени образованы субмеридиональными сбросами, причем амплитуда смещения последовательно возрастает к востоку и может составлять несколько сотен метров. В этом же направлении разрывы все более отчетливо проявляются в плиоцен-четвертичных отложениях. Так же как и на Мизий-

ской плите, весь разрез плиоцен-четвертичных отложений представлен толщей с слабоволнистыми и прямолинейными отражающими горизонтами и площадками, наклон которых постепенно увеличивается к бровке шельфа. Максимальная мощность их составляет здесь I000-II00 м. По структурным особенностям произвести более дробное расчленение не удается. Довольно сложное строение рассматриваемые отложения имеют в юго-западной части прогиба на северо-восточном склоне Стара-Планины. Здесь видны поверхности несогласий, резкие изменения мощности отдельных пачек, выклинивания. Очевидно, что это связано с тектоническими движениями в пределах морского продолжения Стара-Планины в плиоцене-плейстоцене.

Таким образом, строение верхней части осадочного чехла в Нижне-Камчийском краевом прогибе свидетельствует о том, что в плиоцен-четвертичное время его развитие было тесно связано с прогибанием Черноморской впадины.

Выделение плиоцен-четвертичного комплекса на морском продолжении Восточной Стара-Планины проведено достаточно условно.Опорные отражающие горизонты, которые прослеживаются со стороны Бургасской впадины, Нижне-Камчийского краевого прогиба и глубоководной впадины часто выклиниваются на крыльях складчатого сооружения или утыкаются в ограничивающие его разломы (Лимонов и др.,I980в). Мощность этого комплекса также крайне изменчива - от десятков до первых сотен метров. Отложения характеризуются сложной волновой картиной и обычно плохо отличаются от нижележащих. Забалканский глубинный разлом и система сбросов на северо-восточном борту Стара-Планины (рис. 4I) хорошо прослеживаются и в толще плиоцена-плейстоцена. Сбросы располагаются субпараллельно бровке шельфа и их образование, по-видимому, обусловлено прогибанием Черноморской впадины. В плане складчатая система Стара-Планины изгибается к

юго-востоку и под острым углом подходит к бровке шельфа.

Южную часть Болгарского сектора занимает Бургасская впадина, целиком располагающаяся на шельфе (Крыстев и др., I980; рис. 4I). По кровле миоцена она имеет сложное строение. Максимальные мощности терригенных отложений плиоцена-плейстоцена достигают 400-500 м. По направлению к юго-западному склону Восточной Стара-Планины отражающие горизонты становятся короче, усложняется их форма, уменьшается мощность отдельных пачек. Очевидно, что эти изменения обусловлены движениями в пределах складчатого сооружения, имевшими место в плиоцене-плейстоцене. Рассматриваемые отложения, несмотря на значительную мощность, имеют в целом сходную волновую картину и более дробно не расчленяются. От одновозрастных отложений континентального склона они отделяются Забалканским глубинным разломом и полосой маломощных плиоцен-четвертичных отложений, перекрывающих морское продолжение Восточной Стара-Планины.

Рассмотрев основные особенности структуры плиоцен-четвертичных отложений на шельфе Болгарского сектора, отметим следующее. В течение этого времени осадконакопление происходило на всех перечисленных тектонических структурах, однако темпы прогибания резко отличались. Максимальные опускания приурочены к внешней зоне шельфа в пределах Мизийской плиты и Нижне-Камчийского краевого прогиба, где мощность указанных отложений достигает I000 м. Значительное дифференцированное прогибание отмечается и в Бургасской впадине, тогда как на Восточной Стара-Планине скорости погружения были значительно меньшими, а иногда знак движений менялся на обратный (Куприн и др., I980). Отражающие горизонты в наиболее опущенных зонах наклонены в сторону глубо-

ководной впадины, часто наблюдается увеличение мощности отдельных пачек в том же направлении.

Наряду с известными ранее разрывными нарушениями, протягивающимися с суши на шельф, выделяются разрывные нарушения, образование которых связано, по-видимому, с формированием Черноморской глубоководной котловины. Они ориентированы субпараллельно бровке шельфа и выявлены как на самом шельфе, так и на его внешнем перегибе.

Вследствие незначительного количества скважин на шельфе, довольно однообразного (в сейсмическом отношении) строения разрезов плиоцен-четвертичных отложений и сложных сейсмогеологических условий, расчленить эти отложения более детально, основываясь только на структурных особенностях, не удается.

Приведенные выше данные свидетельствуют о том, что прогибание Черноморской впадины в плиоцене-голоцене оказывало существенное влияние на формирование осадочного чехла на шельфе Болгарского сектора.

Структура континентальной окраины к югу от Крыма, несмотря на большой объем геолого-геофизических исследований, до недавнего времени была изучена слабо. В настоящее время в Крымском секторе выделяются следующие структурные элементы: антиклинории - Южнобережный, Туакский и Крымско-Черноморский; синклинории - Юго-Западный, Южно-Крымский и Судакский (Моргунов и др., I979; Лимонов, I98I; рис. 42). Южно-Крымский синклинорий и Крымско-Черноморский антиклинорий целиком располагаются на континентальном склоне и его подножии и выделены впервые. Строение верхней части осадочного чехла на континентальном склоне и его подножии рассмотрено выше (см. гл. 3), здесь же остановимся на основных особенностях его строения на шельфе.

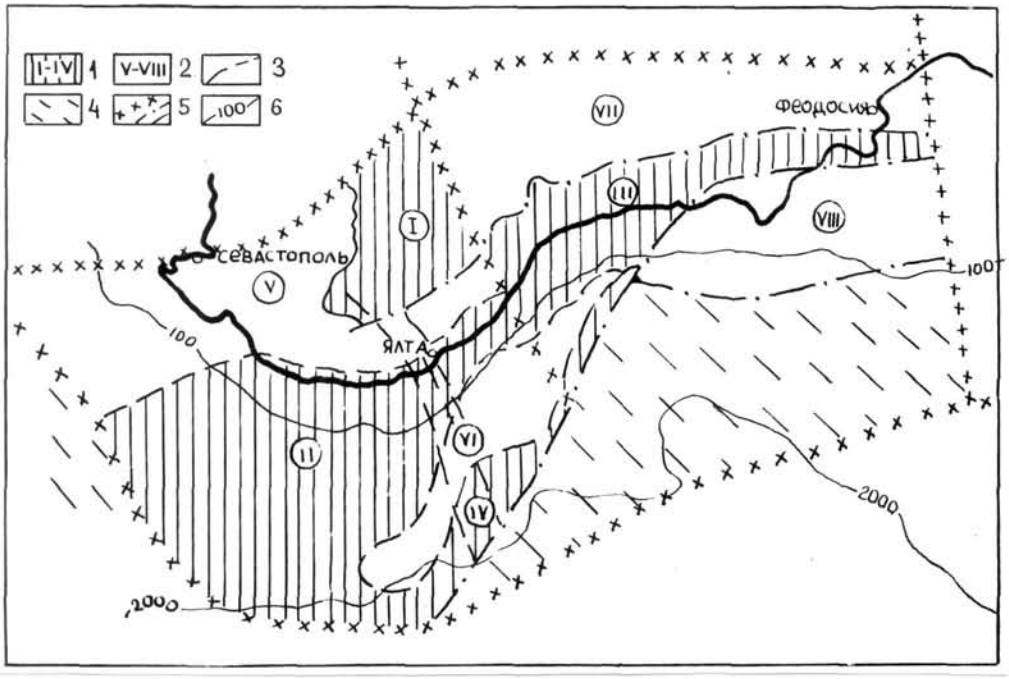

Рис. 42. Тектоническая схема мегантиклинория Горного Крыма (по Моргунову Ю.Г. и др., 1979).

I - антиклинории (I-Качинский, II-Южнобережный, III -Туакский, IУ-Крымско-Черноморский); 2 - синклинории (У-Юго-Западный, УI-Южно-Крымский, УII-Восточно-Крымский, УIII-Судакский); 3 - границы тектонических структур; 4 - зона распространения диапировых складок майкопской серии; 5 - разломы, активно проявившиеся в кайнозое; 6 - изобаты в м.

Выделение плиоцен-четвертичных отложений на шельфе проведено условно. В отличие от Болгарского сектора верхняя часть осадочного чехла к югу от Крыма имеет в среднем значительно меньшие мощности. Максимальные значения отмечаются на крайнем западе района (рис. 8, пр. II-76-I6), где они, по-видимому, достигают нескольких сотен метров, и на шельфе Керченского полуострова (рис. I0, пр. 8-75). В последнем случае плиоцен-четвертичные осадки приурочены к верхней части подводного конуса выноса Керченского пролива. Обычно мощность рассматриваемых отложений меняется от нуля на прибрежных участках до нескольких десятков (редко первых сотен) метров на внешнем краю шельфа и верхней части континентального склона (рис. 8, 9). Иногда рыхлые осадки слагают небольшие линзы на перегибе шельфа, ближе к берегу их мощности крайне малы и при применявшейся методике они не выделяются (рис. 9, пр. 6-2-73).

Характеризуя в целом верхнюю часть разреза, следует отметить наличие протяженных, довольно интенсивных отражающих горизонтов, полого наклоненных в сторону глубоководной впадины. Подстилающие образования широкого возрастного диапазона (от отложений таврической серии, мела и более молодых) обычно резко отличаются по типу волновой картины. Отражающие горизонты и площадки в них либо практически отсутствуют, либо менее протяженные и менее интенсивные.

В восточной части шельфа к югу от Керченского полуострова складчатые деформации затрагивают отложения вплоть до плиоценовых (Геология СССР, т. 8, I969), в то время как на центральном и западном участках подобные деформации не отмечаются.

Изучение строения разрезов показывает, что в большинстве случаев наблюдается некоторое увеличение мощностей отдельных

пачек по направлению к бровке шельфа. Крайне редко в разрезе плиоцена-плейстоцена можно выделить две пачки, разделенных поверхностью несогласия (рис. 8, пр. 8-76-II). Данных о возрасте несогласия не имеется.

Вниз по падению склона рыхлые отложения с шельфа протягиваются до глубин от 250-300 до 700-1000 м (рис. 13). Западнее м. Чауда одновозрастные отложения континентального склона отделяются от шельфовых осадков неширокой полосой, в пределах которой на дне обнажаются более древние отложения (Щербаков и др., 1977; Жигунов, 1982, 1983).

Рассмотрев по имеющимся данным основные черты структуры плиоцен-четвертичных отложений к югу от Крыма, можно сделать некоторые выводы. Увеличение мощности этих отложений от берега по направлению к глубоководной впадине свидетельствует о прогибании шельфа в это время, причем темпы прогибания в краевых частях крымского шельфа были больше. Сравнение мощностей в широтном направлении показывает также, что западный и восточный участки шельфа прогибались больше, чем центральный. Таким образом, так же как и в Болгарском секторе, прогибание шельфа проходило дифференцированно, и, по-видимому, и в данном случае обусловлено нисходящими движениями ложа Черноморской впадины.

Строение плиоцен-четвертичных отложений на прилегающих участках ложа в Болгарском и Крымском секторах идентично. Осадочные толщи этого возраста представлены здесь слоистыми горизонтально залегающими отложениями с первым типом волновой картины (см. гл. 2). Мощность пачек сохраняется практически постоянной на расстоянии в десятки и даже сотни километров. Участки с подобным строением являются малоинформативными для изучения процессов формирования слагающих их отложений. Выяснение способов и направления

перемещения терригенного материала без привлечения данных бурения, основываясь только на структурных особенностях разреза, здесь невозможно.

Сравнивая строение плиоцен-четвертичных отложений шельфа, континентального склона, континентального подножия и ложа впадины, отметим следующее. Во-первых, осадочные образования шельфа и ложа впадины, как правило, не разделяются по структурным особенностям, в то время как на континентальном склоне и подножии они расчленены именно по этому признаку на несколько толщ. Во-вторых, структура отложений континентального склона и подножия, в отличие от структуры одновозрастных шельфовых осадков, практически не зависит от глубинного строения указанных районов, а определяется, по-видимому, нисходящими движениями в Черноморской впадине. Исходя из этого можно предположить, что изучение структуры плиоцен-четвертичных отложений на континентальном склоне и подножии позволит выяснить характер тектонических движений в самой глубоководной впадине в течение этого времени.

§ 5.2. Основные этапы формирования структуры верхней части осадочного чехла на континентальном склоне и подножии

Анализ структуры верхнекайнозойских отложений на континентальном подножии и континентальном склоне в Болгарском и Крымском секторах, проведенный в гл. 3 и 4, показал, что на многих участках она сформирована разнообразными гравитационными процессами. Установлено, что гравитационные структуры, несмотря на их кажущееся хаотическое распределение в пространстве, в действительности приурочены к определенным стратиграфическим горизон-

там. Это подтверждает данные, полученные при изучении аналогичных структур на суше (см. гл. I).

Полученные материалы показывают, что в плиоцене-плейстоцене в рассматриваемых районах выделяется три эпохи резкого усиления гравитационных процессов. В западной части акватории это поздний миоцен-эоплейстоцен, ранний плейстоцен - начало среднего плейстоцена и средний плейстоцен-голоцен. В Крымском секторе выделены доминдельский этап (начало раннего плейстоцена), конец раннего плейстоцена (миндель) - начало среднего плейстоцена и средний плейстоцен-голоцен. Ранние этапы изучены несколько хуже, так как соответствующие им интервалы разреза находятся на пределе глубинности исследований при данной методике. Следует отметить, что во время последнего этапа (средний плейстоцен-голоцен) развитие обоих районов было синхронным.

Наиболее древними отложениями, вскрытыми глубоководными скважинами, являются доплейстоценовые образования Болгарского сектора Черноморской впадины, поэтому рассмотрим сначала формирование структуры осадочного чехла в это время.

Поздний миоцен-эоплейстоцен. Отложения этого возраста характеризуются, в основном, спокойным залеганием (рис. 26). На двух участках, расположенных в нижней зоне континентального склона, происходило незначительное смещение осадков с образованием пологих гравитационных складок. Так как отложения, залегающие в кровле рассматриваемой толщи, деформированы значительно меньше, то оползание было, вероятно, в плиоцене (рис. 23, пр. 6-78, вр. $0I^{00} - 03^{00}$).

Образование отложений с полностью нарушенной внутренней структурой на двух других участках предположительно связывается с деятельностью грязевых потоков. В данном случае определенные

выводы сделать трудно, так как более интенсивные перемещения осадков следующего этапа могли сильно деформировать и нижележащие отложения. Все выделенные участки, и с гравитационными складками, и без признаков слоистости, располагаются преимущественно в пределах морского продолжения Нижне-Камчийского краевого прогиба (рис. 26).

Таким образом, некоторое усложнение структуры осадочного чехла связано здесь с оползанием неконсолидированных осадков и происходило, по-видимому, в течение плиоцена. К концу этапа интенсивность литодинамических процессов падает.

Значительная информация о литологических особенностях разреза и истории развития западного сектора Черноморской впадины может быть получена при региональном анализе волновой картины. Выше уже отмечалось, что верхняя часть осадочного чехла в этом районе характеризуется наличием отражающих горизонтов. На глубинах более 800-I000 м (иногда значительно меньше) от поверхности дна отражающие горизонты в отложениях практически отсутствуют. В стратиграфическом отношении эта смена волновой картины происходит на разных уровнях, но в основном приурочена к границе миоцена-плиоцена. Анализ структуры доплейстоценовых образований свидетельствует также о наличии складчатых деформаций и угловых несогласий, которые выше по разрезу практически не встречаются (рис. 24). Следует отметить, что глубинность исследований при данной методике на других глубоководных участках Черноморской впадины составляет I,5 - 2 сек, т.е. почти в 2 раза больше, чем в рассматриваемом районе.

Таким образом, смена волновой картины, уменьшение глубинности исследований и структурные особенности разрезов верхнемиоценовых-плиоценовых отложений в пределах континентального склона

и его подножия свидетельствуют о резкой смене режима осадконакопления в Болгарском секторе в течение этого времени.

Нижние части разрезов скважин 380/380А и 381 представлены фацией черных алевролитов с прослоями доломитовых пород, которые формировались в мелководных условиях и претерпели существенные диагенетические изменения в субаэральных условиях (Stoffers, Müller , 1978). На мелководные и континентальные условия, существовавшие в отдельные периоды этого интервала на окружающих участках шельфа, указывают многие авторы (Foose , Manheim, 1975; Лимонов и др., 1980а; Тектоника и история развития..., 1981). Исходя из этих фактов, можно сделать вывод о том, что в позднем миоцене на рассматриваемой территории существовал мелководный бассейн, а отдельные участки были приподняты над уровнем моря.

В это же время началось постепенное погружение дна, следовательно, амплитуда нисходящих движений за плиоцен-голоцен может превышать здесь 1,5-2 км. Изменение характера седиментации отразилось и в изменении волновой картины. Выявленные оползневые деформации, приуроченные в основном к Нижне-Камчийскому краевому прогибу, по-видимому, обусловлены этими движениями. Следовательно, начало образования континентального склона относится к концу миоцена. К югу от Крыма, судя по опубликованным данным, континентальный склон в это время уже существовал (Лимонов, 1981).

Ранний плейстоцен - начало среднего плейстоцена. В Болгарском секторе отложения этого возраста изучены на всей акватории (см. рис.27). К югу от Крымского полуострова полная мощность нижнего плейстоцена не выяснена. По структурным особенностям разрез разделяется на две толщи. Возраст нижней толщи - доминдельский,

верхней - конец раннего плейстоцена (миндель) - начало среднего плейстоцена.

Рассмотрим сначала формирование структуры осадочного покрова в раннем плейстоцене - начале среднего плейстоцена в западной части Черного моря. По сравнению с предыдущим интервалом структура осадочного чехла заметно усложнилась (см. рис. 27). Резко выделяются два участка. Первый расположен к северу от морского продолжения Близнакского разрыва. Структура осадочного чехла на континентальном склоне определяется здесь широким развитием гравитационных нарушений. Оползневые деформации захватывают отложения всего рассматриваемого интервала. Характер деформаций указывает на незначительное продвижение осадков без существенного нарушения внутренней структуры. Вниз по склону на некоторых участках степень деформаций возрастает, что свидетельствует об изменении типа движения. Образование подобной структуры может происходить при наличии наклонной поверхности седиментации, причем движение неконсолидированных осадков отмечается в течение всего интервала, т.е. должен был постоянно действовать фактор, нарушающий устойчивость отложений на склоне. Применительно к данному участку можно высказать предположение о том, что основными причинами гравитационных процессов следует считать движения по разломам и изменение наклона дна, связанные с прогибанием Черноморской впадины.

Восточнее этого участка на субмеридиональном профиле (см. рис. 25, пр. УП-6-80) гравитационные деформации в рассматриваемом интервале разреза отсутствуют. Уменьшение мощности в южном направлении указывает на то, что поступление терригенного материала шло с севера, со стороны северо-западного шельфа Черного моря (рис. 43). Так как мощности отдельных пачек изменяются мало и отражающие горизонты залегают практически горизонтально, то, следова-

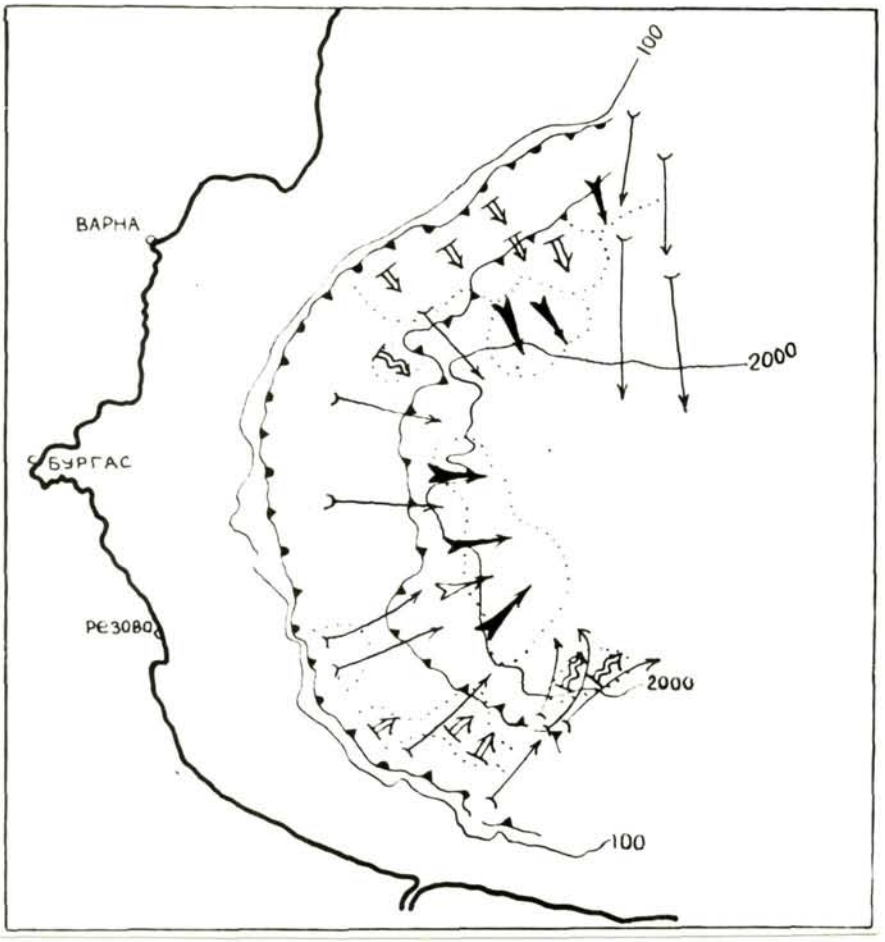

Рис. 43. Схема перемещения осадков в западной части Черного моря (начало раннего плейстоцена (ранняя чауда)).

Условные обозначения см. к рис. 48.

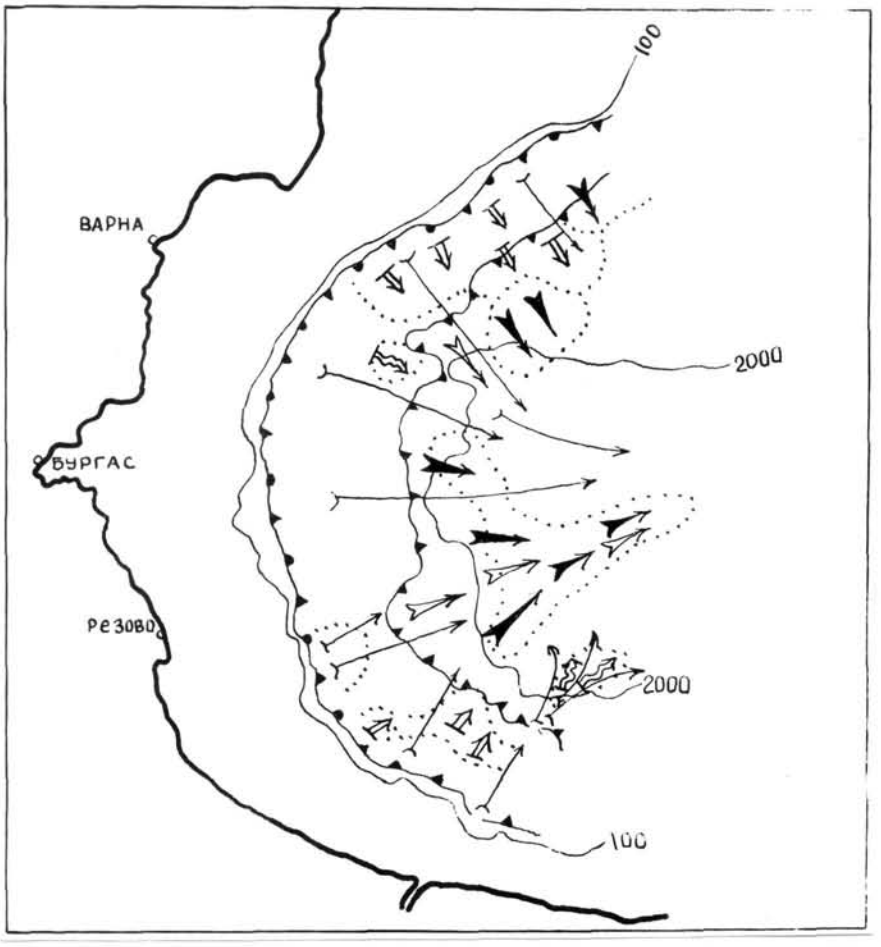

Рис. 44. Схема перемещения осадков в западной части Черного моря (конец раннего плейстоцена - начало среднего плейстоцена).

Условные обозначения см. к рис. 48.

тельно, континентальных склон находился в это время значительно севернее по сравнению с его современным положением. В конце ранней чауды поступление терригенного материала с севера резко уменьшается и в конце раннего плейстоцена снос шел преимущественно с западных участков континентального склона (рис. 44, 25, пр. УП-6-80). Эта перестройка, по-видимому, связана с изменением палеогеографической обстановки в прилегающих районах. Указанный профиль является единственным в западном секторе, на котором отчетливо отражены эти изменения.

Забегая вперед отметим, что в Крымском секторе резкая смена структуры осадочного чехла также приурочена приблизительно к середине раннего плейстоцена (к границе гюнца-минделя и минделя).

На втором участке, расположенном в центральной части Болгарского сектора на континентальном подножии, деформации в осадочном чехле обусловлены гравитационными процессами совершенно другого типа. В течение данного интервала времени здесь формировались отложения с полностью нарушенной внутренней структурой, что подтверждается и данными скв. 380/380А (см. гл. 4), причем гравитационные процессы действовали на некоторых участках до конца рассматриваемого этапа.

Поскольку выше по склону явно выраженных погребенных долин не обнаружено, то, видимо, основным процессом следует считать срывы неконсолидированных осадков небольшой мощности с прилегающих относительно гладких участков континентального склона. Аналогом такого процесса на суше являются, вероятно, оползни и грязевые потоки на склонах, сложенных пластичными породами. Для достоверного определения механизма движения необходимы данные бурения.

К этому же времени относится образование гравитационных складок в устье Босфорского каньона и несогласия (рис. 33, 34).

В юго-западной части района в верхней части континентального склона отложения этого возраста отсутствуют или имеют резко сокращенную мощность. Не исключено, что эти осадки были размыты и перемещены к основанию склона, где они входят в состав отложений с нерегулярной слоистостью (рис. 44).

В районе скв. 380/380А разрез рассматриваемого интервала оканчивается слоистой пачкой с протяженными отражающими горизонтами, что свидетельствует о "нормальном" осаждении терригенного материала из взвеси и затухании гравитационных процессов к концу раннего плейстоцена.

На остальных участках континентального склона подобный режим седиментации продолжался в течение всего раннего плейстоцена и в начале среднего плейстоцена. Здесь происходило накопление ненарушенных отложений с хорошо выраженной слоистостью.

Достаточно уверенно возраст оползневых деформаций можно определить только в районе скв. 380/380А. Большая часть отложений с нерегулярной слоистостью у подножия материкового склона образовалась в течение ранней чауды, т.е. во время первого покровного оледенения (Геологическая история..., I980).

По положению в разрезе и взаимоотношению с вмещающими толщами отложения с нерегулярной слоистостью, очевидно, представляют собой типичные олистостромы (Леонов, I98I). Следует подчеркнуть, что их образование в данном случае совпадает с ледниковой эпохой, т.е. связано с понижением уровня моря.

В Крымском секторе значительные изменения структуры произошли в раннем плейстоцене на границе гюнца-минделя и минделя. Для первого подэтапа характерно довольно простое строение оса-

дочного чехла. Незначительное оползание рыхлых осадков происходило в непосредственной близости от подножия континентального склона, который уже существовал в это время (Лимонов, 1981), и на подводном конусе выноса Керченского пролива (рис. 45). Субгоризонтально лежащие отложения налегают на разновозрастные образования континентального склона, отмечаются лишь незначительные изменения мощностей отдельных пачек. Поступление терригенного материала осуществлялось мутьевыми потоками и выпадением из взвеси.

Со второй половины раннего плейстоцена (в начале минделя) большое значение в формировании структуры осадочного чехла начинают играть разнообразные гравитационные процессы (рис. 46). В западной части Крымского сектора непосредственно на континентальном склоне широко проявились собственно оползневые процессы. Терригенный материал начинает поступать также со стороны северо-западного шельфа (рис. 46). О механизме переноса без данных бурения судить трудно, однако значительное удаление от основания склона, сильно нарушенная внутренняя структура и линзовидная в поперечном сечении форма дают основание считать, что перенос осуществлялся грязевыми и мутьевыми потоками.

Значительно увеличилась площадь подводного конуса выноса, что свидетельствует об усилении сноса терригенного материала через Керченский пролив. Структура юго-западной части конуса нарушена полностью при срыве полужидких осадков в виде грязевого потока и (или) потока "жидкой глины" ("slurry- flow ", по Carter , 1975). По направлению к глубоководным участкам впадины переход к ненарушенным осадкам довольно резкий, видны деформации отражающих горизонтов в отложениях головной части потока на разных уровнях (рис.7). Эти признаки дают основание полагать, что

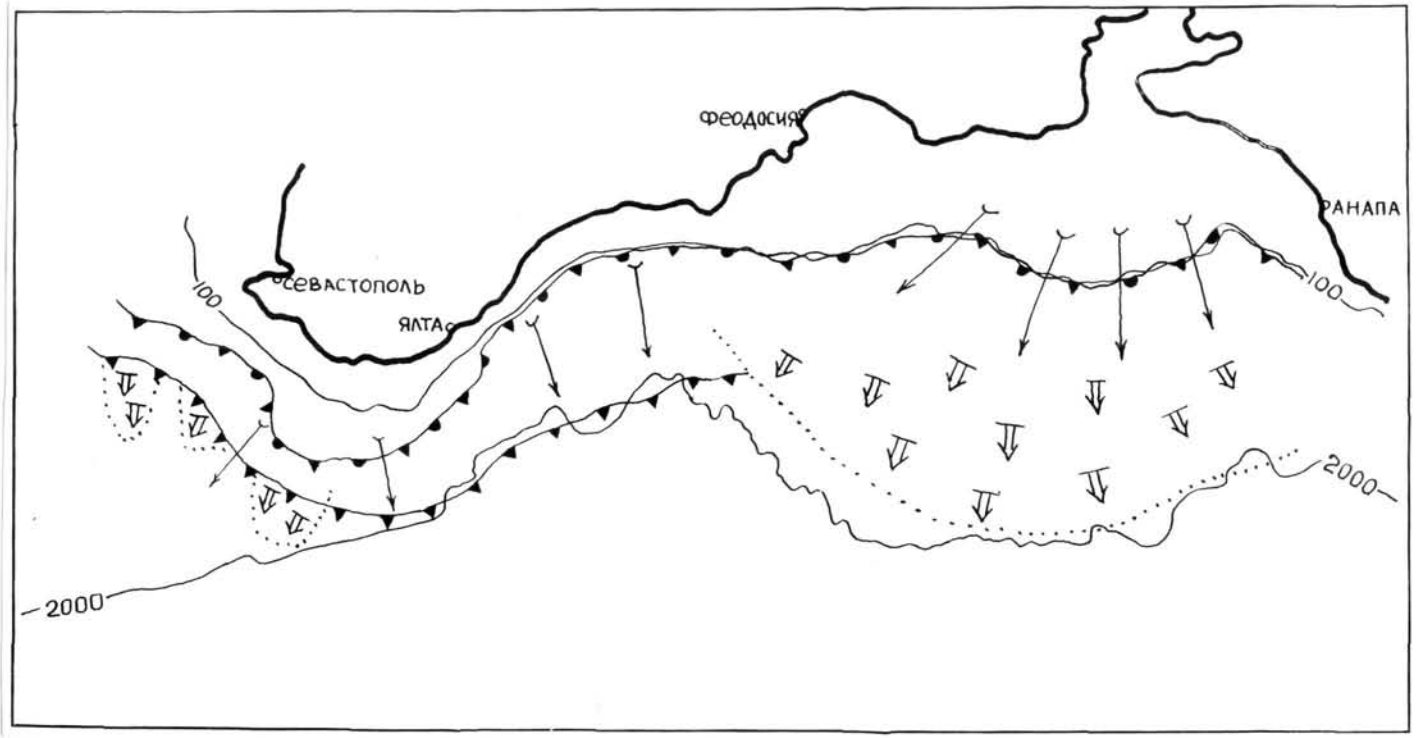

Рис. 45. Схема перемещения осадков в Крымском секторе в раннем плейстоцене (гюнц-миндель).

Условные обозначения см. к рис. 48.

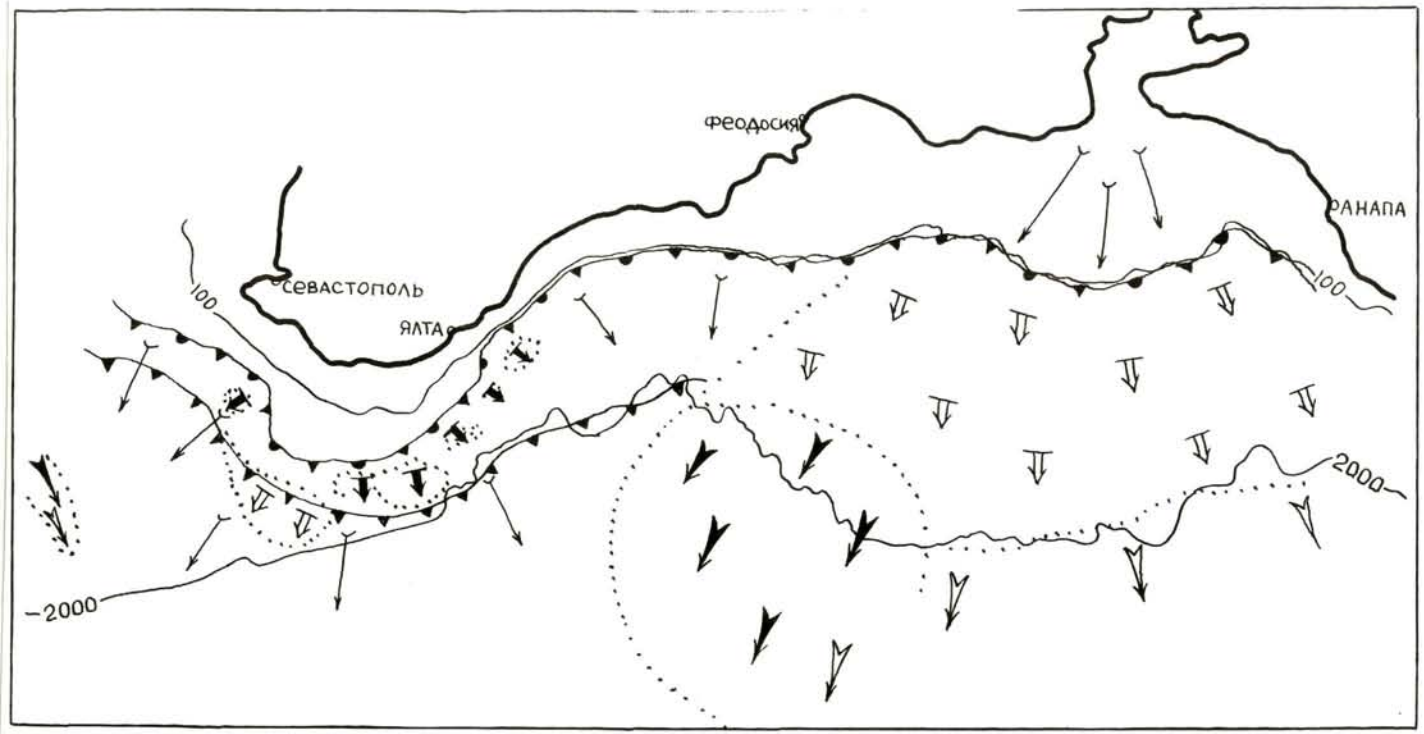

Рис. 46. Схема перемещения осадков в Крымском секторе в конце раннего плейстоцена (миндель) - начале среднего плейстоцена.

Условные обозначения см. к рис. 48.

движение осадков не было одноразовым, а происходило неоднократно. Аналогичные структуры выявлены и на других глубоководных конусах.

На центральном и восточном склонах оползание происходило синхронно с аккумуляцией и выразилось в изменении мощностей отдельных пачек, в образовании небольших оползневых тел, срезании нижележащих отложений и т.д.

В конце раннего плейстоцена интенсивность литодинамических процессов к югу от Крыма резко падает и окончание этапа характеризуется довольно спокойным осадконакоплением и формированием отложений с простым параллельно-слоистым типом разреза. Исключение составляют лишь некоторые участки подводного конуса выноса, где гравитационные процессы продолжались в течение всего раннего плейстоцена.

О времени оползневых деформаций достаточно уверенно можно судить только в пределах подводного конуса. Их максимальное проявление отмечается для первой половины минделя и достаточно хорошо совпадает с днестровско-окским оледенением, т.е., как и в Болгарском секторе, связано с регрессией морского бассейна (Геологическая история..., I980).

Средний плейстоцен-голоцен. Заключительный этап в Болгарском и Крымском секторах начался в начале среднего плейстоцена. В целом основные тенденции развития, характерные для предыдущего этапа, продолжают развиваться. В первую очередь это относится к дальнейшему увеличению площадей, на которых осадочный чехол деформирован гравитационными процессами.

Наиболее значительные изменения произошли в западной части Черноморской впадины. По характеру деформаций можно выделить два участка, граница между которыми проходит по Близнакскому разрыву,

На северном участке в верхней зоне континентального склона продолжается оползание неконсолидированных осадков, но разрез сохраняет подобие слоистой структуры (см. § 4.5).

В начале среднего плейстоцена резко увеличивается снос осадочного материала с севера и формируется подводный конус выноса Дуная (рис. 47; 25, пр. УП-6-80). На продольном профиле УП-6-80 отчетливо видно, что большая часть разреза конуса представлена отложениями с нерегулярной слоистостью. О причинах отсутствия слоистости можно высказать два предположения: либо она отсутствовала изначально, либо была нарушена вследствие каких-либо причин. Имеющиеся данные дают основание считать наиболее вероятной вторую причину. Об этом свидетельствуют следующие признаки: изменение мощности неслоистых отложений и их положения в разрезе по простиранию профиля; наличие редких внутренних отражающих горизонтов и площадок, имеющих разнообразные наклоны и конфигурацию; деформация кровли (рис. 25, вр. 21^{00} - 23^{00}) и наличие зон смятия, хорошо выраженных в рельефе дна (рис.25, вр. 01^{00} - 02^{00} и 23^{00}). Все перечисленные нарушения отсутствуют в нижележащих отложениях, следовательно, основной причиной нарушения слоистости являются подвижки под действием силы тяжести. Так как некоторые деформации отражены в рельефе, то, очевидно, что смещение происходит и в настоящее время.

В верхней зоне континентального склона, южнее рассмотренного участка, в течение данного интервала происходило образование пологих гравитационных складок, причем основная фаза оползания была в конце этапа, поскольку морфология складок практически не меняется вверх по разрезу (рис.47; 25, пр. П-79, вр. 13^{00}-16^{00})

Наиболее интенсивно деятельность оползневых процессов проявилась при формировании отложений с нерегулярной слоистостью,

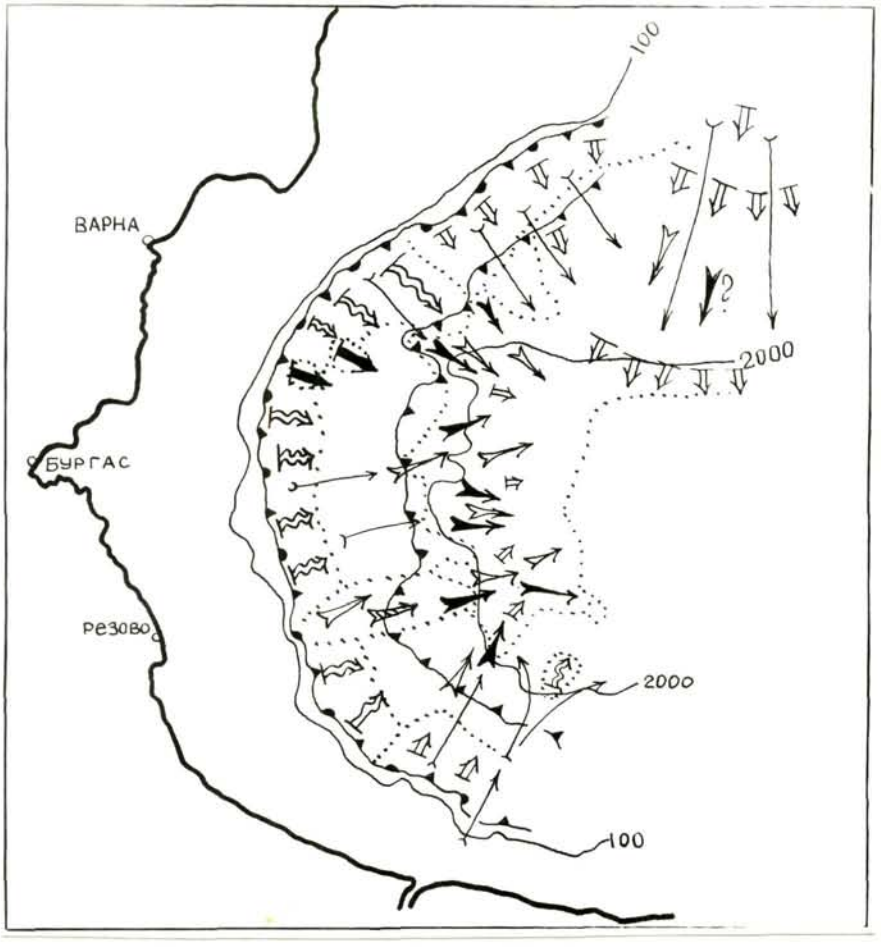

Рис. 47. Схема перемещения осадков в западной части Черного моря (средний плейстоцен - голоцен).

Условные обозначения см. к рис. 48.

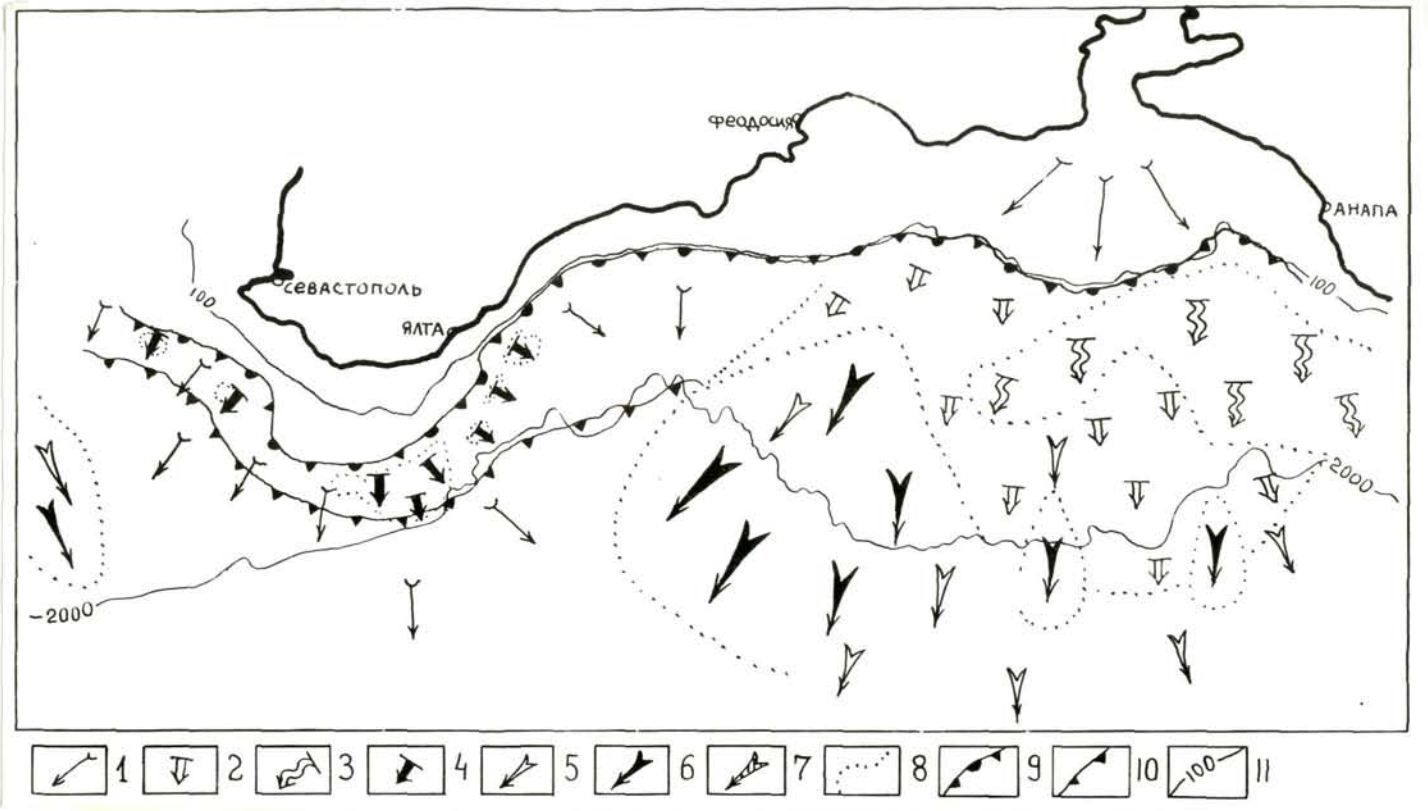

Рис. 48. Схема перемещения осадков в Крымском секторе в среднем плейстоцене-голоцене.

I - направление сноса осадков; 2 - движение в виде небольших оползней, изгибы слоев; 3 - смещение в виде гравитационных складок; 4 - смещение крупных блоков (отдельные оползни); 5 - мутьевые потоки; 6 - грязевые потоки; 7 - потоки обломков; 8 - границы участков с различным типом деформаций; 9 - бровка шельфа; I0 - граница континентального склона и континентального подножия; II - изобаты в м.

залегающих у основания континентального склона (рис. 47). Механизм движения осадков определить трудно, следует отметить, что образование таких сложных аккумулятивных тел происходит при взаимодействии нескольких процессов (движение в виде мутьевого и грязевого потоков, оползания и т.д.). Подтверждением этому является то, что отложения с нерегулярной слоистостью пространственно связаны с многочисленными эрозионными долинами, которые служили основными путями поступления терригенного материала.

Образование современных долин на континентальном склоне также относится к среднему плейстоцену-голоцену. Они врезаны преимущественно в отложения этого возраста, за исключением долины на продолжении р.Резовской, в которой частично размыты отложения и раннего плейстоцена. Заполнение отдельных долин осадками указывает на некоторое затухание эрозионных процессов в настоящее время.

В устье Босфорского каньона продолжается образование мелких гравитационных складок; однако, по сравнению с предыдущим этапом, площадь их развития несколько сокращается (рис. 44, 47).

На континентальном склоне в районе Близнакского разрыва отмечаются современные проявления оползневых процессов. Здесь выявлено несколько крупных оползневых блоков и зона отрыва, по которой часть осадков сорвана и перемещена к основанию материкового склона. Таким образом, на отдельных участках деформации осадочного чехла продолжаются и в настоящее время.

Наиболее интенсивная фаза проявления гравитационных движений, в результате которой было сформировано гигантское оползневое тело у основания континентального склона (отложения с нерегулярной слоистостью), приурочена к днепровской ледниковой эпохе

(рис. 21). Все более молодые отложения, которые перекрывают это тело, имеют простую параллельно-слоистую структуру без признаков оползневых нарушений.

Изучение гравитационных структур в осадках данного интервала показывает, что у основания склона их образование происходило в начале этапа. По направлению к бровке шельфа признаки оползания встречаются во все более молодых отложениях, а в верхней зоне континентального склона литодинамические процессы продолжаются и в настоящее время.

В Крымском секторе Черноморской впадины на заключительном этапе характер деформаций и их пространственное положение практически не изменились по сравнению с предыдущим интервалом (рис. 48). На крутых участках континентального склона западнее г.Алушты продолжалось смещение осадочных масс в виде оползневых блоков. Резко возрастает вынос терригенного материала со стороны северо-западного шельфа, что подтверждается увеличением более чем в три раза площади развития осадков с характерным типом волновой картины (рис. 44, 48).

Более значительные изменения структуры произошли в пределах подводного конуса выноса Керченского пролива. В начале данного этапа, достаточно хорошо коррелируемого с днепровской ледниковой эпохой, в юго-западной части конуса смещение огромных масс неконсолидированных осадков привело к формированию отложений с нерегулярной слоистостью. Напомним, что аналогичные процессы на этом участке наблюдались также и в начале предыдущего этапа (рис. 46, 48). Залегающие сверху тонкослоистые осадки имеют простое строение и каких-либо признаков гравитационных нарушений в них не отмечается.

На других участках конуса выноса осадконакопление сопровождалось незначительным смещением осадочных масс, но в отличие от предшествующего этапа, на отдельных участках в верхней зоне конуса некоторые пачки полностью сохранили свою слоистую структуру (рис. 48, 10, пр. 9-75). Оползание реализовывалось здесь в виде пологих гравитационных складок или незначительного изменения падения отражающих горизонтов.

В нижней части конуса выноса в течение рассматриваемого этапа неоднократно происходило оползание с формированием отложений с нерегулярной слоистостью, по внутреннему строению аналогичных осадкам юго-западного склона, однако в данном случае масштабы этих процессов значительно меньше.

Широкое развитие оползневых форм в позднеплейстоценовых отложениях континентального подножия Крымского сектора отмечается также по данным изучения колонок донных осадков (Щербаков и др., 1979).

Отдельно следует остановиться на нарушениях, обусловленных диапиризмом. Выходы отдельных диапиров непосредственно на дно и деформации отложений вплоть до современных, указывают на то, что рост диапиров продолжается и в настоящее время. Данных о начале этого процесса нет, можно лишь утверждать, что в течение среднего плейстоцена-голоцена образование диапировых складок протекало наиболее интенсивно.

§ 5.3. Влияние колебаний уровня моря и тектоники на формирование структуры плиоцен-четвертичных отложений

Изучение детальной структуры плиоцен-четвертичных отложений

на континентальном склоне и его подножии показало, что на многих участках гравитационные деформации являются единственным типом нарушений, осложняющих строение молодых осадочных образований.

В наиболее полно изученных плейстоцен-голоценовых отложениях оползневые деформации приурочены к определенным стратиграфическим интервалам: раннему плейстоцену - началу среднего плейстоцена и среднему плейстоцену-голоцену. В конце раннего плейстоцена - начале среднего плейстоцена активность литодинамических процессов практически повсеместно резко падает, что подтверждается наличием протяженных недеформированных отражающих горизонтов этого возраста. Учитывая периодичность и синхронность гравитационных явлений в двух, достаточно удаленных друг от друга районах, можно предположить, что процессы, влияющие на них, должны иметь региональный характер. При этом одним из основных вопросов является выяснение причины или спускового механизма, приводящего в движение неконсолидированные осадки на континентальном склоне.

Анализ опубликованных данных по различным акваториям (см. § I.3) показывает, что таких причин достаточно много, но наиболее часто упоминаются следующие: движение по разломам, землетрясения, колебания уровня морского бассейна, высокие скорости седиментации. Очевидно, что последние две причины тесно взаимосвязаны, так как при понижении уровня моря вынос осадочного материала происходит непосредственно на континентальный склон и скорости аккумуляции значительно возрастают. В большой степени это справедливо для участков склона против устьев крупных рек, являющихся основными поставщиками прежде всего терригенного материала.

Изучение разреза глубоководных скважин в Черном море показало, что в плиоцен-четвертичное время шло накопление преимущественно терригенных осадков, поэтому, не принимая во внимание литологический фактор, рассмотрим связь гравитационных процессов с изменениями уровня моря и тектоническими движениями.

При изучении детальной структуры разреза склоновых отложений было установлено, что осадки с полностью нарушенной внутренней структурой, характеризующиеся нерегулярной слоистостью, были сформированы в течение ледниковых эпох в раннем и среднем (днепровское ледниковье) плейстоцене. Указанные отложения расположены у основания континентального склона в Болгарском секторе и в юго-западной части подводного конуса выноса Керченского пролива. В зоне перехода к ненарушенным субгоризонтально залегающим осадкам глубоководной котловины они разделяются толщами, в которых гравитационные деформации не обнаружены. По направлению к бровке шельфа четкие различия между нарушенными и спокойно залегающими отложениями постепенно исчезают и деформации наблюдаются в осадках все большего стратиграфического диапазона. Поскольку в этом же направлении меняется и характер нарушений - преобладают гравитационные складки, изгибы отдельных слоев и небольшие оползни, - то возраст гравитационных нарушений в пределах выделенных стратиграфических интервалов имеет тенденцию к омоложению по направлению от основания склона к бровке шельфа.

Таким образом, максимально деформированные отложения, занимающие огромные площади у основания континентального склона, были сформированы в течение ледниковых эпох, т.е. в регрессивную стадию морского бассейна. Известно, что в это время резко возрастали скорости седиментации, так как терригенный материал

сносился, минуя шельф, прямо на континентальный склон и создавались благоприятные условия для образования оползней и различных осадочных потоков (мутьевых, грязевых, потоков обломков и т.д.). Вследствие нарушения устойчивости огромные массы полужидких осадков перемещались вниз по континентальному склону. По-видимому, подобные процессы и привели к образованию у основания склона отложений с нерегулярной слоистостью.

Непосредственной причиной нарушения устойчивости в данном случае могло быть влияние веса вышележащих осадков. С другой стороны, оползневые деформации в верхней зоне континентального склона затрагивают отложения гораздо большего стратиграфического диапазона, чем указанные ледниковые эпохи. Следовательно, на некоторых участках механизм нарушения устойчивости действовал не только в ледниковые эпохи, но и в течение большей части раннего плейстоцена и среднего плейстоцена-голоцена. Исходя из этого, можно утверждать, что с регрессиями морского бассейна во время некоторых ледниковых периодов связана лишь резкая активизация гравитационных процессов, но продолжались они в течение более длительных промежутков времени. Таким образом, отложения с полностью нарушенной внутренней структурой у основания материкового склона являются комплексами-показателями низкого стояния уровня моря.

Приведенные соображения свидетельствуют о том, что причина нарушения устойчивости неконсолидированных осадков на склоне не всегда объясняется гляциоэвстатическими колебаниями уровня моря. В регрессивную стадию, как правило, создаются благоприятные условия для гравитационных процессов.

Основной же причиной, приводящей к смещению осадочного материала, многие исследователи считают тектонические движения,

которые могут проявляться различным образом - в виде землетрясений, изменения угла наклона дна, ростом поднятий, движением по разломам и т.д.

Известно, что в плиоцене-антропогене Черноморская впадина испытывала некомпенсированное погружение (Николаев, I970; Муратов, I972). В это же время в окружающих складчатых областях Крыма, Кавказа, Балкан и Понта происходили значительные воздымания (позднеорогенный этап, по Е.Е.Милановскому, I970).

Интенсивность поднятий Большого Кавказа в плейстоцене по сравнению с поздним плиоценом резко возросла. Их амплитуда в осевой части Центрального и Восточного Кавказа достигает 0,8-I,0 км за 0,5 млн. лет (против I.5 км за 2 млн. лет в позднем плиоцене), уменьшаясь к краевым зонам и окончаниям горного сооружения, т.е. скорости вертикальных движений в плейстоцене были значительными (Милановский, I968; Сафронов, I970).

Максимальные воздымания в Крыму происходили на протяжении позднего плиоцена и раннего плейстоцена. Сравнение высот верхнеплиоценовых и нижнечетвертичных террас показало, что суммарное поднятие в области Главной гряды за это время составляет 250 - 300 м, т.е. столько же, сколько и за весь последующий период, но скорости движений были также большими (Бабак, I959).

Аналогичные тенденции развития характерны также и для Восточной Стара-Планины (лилиенберг, I970).

Н.В.Лукиной (I982) была проведена корреляция террас крупных долин юга Европейской части СССР с целью изучения соотношения ритмов неотектонических движений. Анализ высот и возраста формирования террас позволил установить изменение скоростей вертикальных движений во времени. В Карпатах и Предкарпатье импульсы активности неотектонических движений проявились на границе

эоплейстоцена и раннего плейстоцена, в конце раннего плейстоцена - начале среднего плейстоцена и в позднем плейстоцене с еще большим усилением в голоцене. В Крыму и на Кавказе активное воздымание происходило в течение всего плейстоцена, усилилось в среднем плейстоцене и особенно позднем плейстоцене, включая голоцен.

Таким образом, имеющиеся данные показывают, что по периферии Черноморской впадины, начиная с позднего плиоцена, происходили значительные воздымания с тенденцией к усилению в позднем плейстоцене и голоцене.

Аналогичная направленность развития была установлена автором и при анализе распределения во времени гравитационных структур. С позднего плиоцена по голоцен постепенно увеличивается площадь распространения осадков, деформированных под действием силы тяжести, причем максимальные проявления гравитационных процессов отмечаются также в течение заключительного этапа (средний плейстоцен-голоцен). Кроме этого, крайне важным представляется тот факт, что и тектонические и гравитационные процессы характеризуются определенной ритмичностью, т.е. в некоторые периоды можно выделить импульсы их активизации.

В начале плейстоцена время активизации гравитационных процессов в Болгарском и Крымском секторах несколько отличается друг от друга. Это может быть связано с тем, что стратификация отложений, вскрытых глубоководными скважинами, не всеми исследователями трактуется однозначно. Но более вероятной причиной некоторого их расхождения в это время следует, по-видимому, считать различную скорость опускания прилегающих участков глубоководной впадины. Если это так, то можно сделать вывод о том, что со среднего плейстоцена Черноморская впадина развивается

как единое целое.

Проведенный анализ показывает, что формирование структуры верхней части осадочного чехла на континентальном склоне и континентальном подножии происходило главным образом при взаимодействии тектонического и гляциоэвстатического факторов, причем роль тектоники была определяющей. Высокие скорости восходящих движений приводили к увеличению сноса терригенного материала, и в то же время активизация тектонических движений в определенные периоды служила как бы спусковым механизмом, приводящим к нарушению устойчивости неконсолидированных осадков на склоне. Тектонические движения в пределах континентального склона могли проявляться в различной форме, но основными типами были, вероятно, изменение угла наклона поверхности дна и подвижки по разрывам, обусловленные нисходящими движениями ложа Черноморской впадины. В пользу этого предположения свидетельствует также то, что многие разрывы являются активными и в настоящее время.

Значительные деформации осадков, имевшие место в течение некоторых ледниковых эпох, происходили, как видим, одновременно с активизацией неотектонических движений, но в отличие от последних, продолжительность регрессивных стадий была значительно меньше. Иными словами, на фоне более "низкочастотных" тектонических движений эпизодически действовал и гляциоэвстатический фактор.

Так как осадочный чехол континентального склона формируется на стыке областей, испытывающих разнонаправленные тектонические движения, то, следовательно, формирование его структуры зависит от соотношения ритмов тектонических движений разного знака. Опускание дна Черного моря в рассматриваемый промежуток

промежуток времени отразилось как в налегании молодых осадочных образований на структуры шельфа и континентального склона, так и в образовании новых разрывов и возобновлении движений по зонам древних разрывных нарушений. Движения по разломам и увеличение угла наклона дна приводили к смещению осадков вниз по склону и образованию гравитационных структур. Исходя из этого, можно утверждать, что изучение распространения гравитационных структур в осадочном чехле на континентальном склоне и подножии, позволяет делать выводы о темпах прогибания глубоководных участков, т.е. использовать эти нарушения для реконструкции неотектонических движений в осадочных бассейнах.

Имеющиеся данные по Болгарскому и Крымскому секторам показывают, что максимальные опускания во впадине Черного моря происходили с начала среднего плейстоцена.

В заключение необходимо остановиться на некоторых вопросах генезиса олистостромовых толщ. Выше уже неоднократно указывалось, что отложения с нерегулярной слоистостью, залегающие у основания континентального склона в западной части акватории и на юго-западном склоне подводного конуса выноса Керченского пролива, по внутреннему строению и взаимоотношениям с окружающими ненарушенными осадками являются типичными олистостромами. Хаотически расположенные отражающие горизонты и площадки различной конфигурации являются, по-видимому, фрагментами первоначальной слоистой структуры и представляют собой блоки или пластины более компетентных отложений.

В Болгарском секторе олистостромы раннего и среднего плейстоцена залегают преимущественно на континентальном подножии и протягиваются узкой полосой в меридиональном направлении. На подводном конусе выноса Керченского пролива они имеют в плане

характерную конусовидную или овальную форму.

Время образования олистостромов довольно хорошо совпадает с оледенениями раннего и среднего (днепровское ледниковье) плейстоцена, т.е. их формирование происходило в регрессивные стадии морского бассейна. В это время в верхней зоне континентального склона накапливались с высокой скоростью терригенные осадки, которые, под действием различно проявлявшихся тектонических движений, теряли устойчивость и перемещались вниз по склону. Тектонический фактор в данном случае играл роль спускового механизма, т.е., не являясь непосредственной причиной образования обломочного материала, создавал благоприятные условия для гравитационного перемещения осадков. Иными словами, роль тектонического фактора в образовании олистостромов была косвенной (см. Леонов, I978). Таким образом, при изучении собственно олистостромов или β -микститов в древних осадочных бассейнах необходимо иметь в виду, что они не только являются комплексами-показателями вертикальных движений горных масс, олистостромы также могут быть показателями низкого стояния уровня моря.

З А К Л Ю Ч Е Н И Е

В работе впервые детально рассмотрено строение плиоцен-четвертичных отложений на континентальном склоне и его подножии в Крымском и Болгарском секторах Черного моря. В результате установлено следующее:

I. Большое значение в строении осадочного чехла континентального склона и его подножия имеют гравитационные структуры. Выделено три типа этих структур: гравитационные складки, оползни и потоки. Определены их морфологические и структурные особенности и взаимоотношения с вмещающими отложениями.

2. На основании изучения положения в разрезе гравитационных структур плиоцен-четвертичные отложения расчленены на три толщи.

3. Анализ пространственного положения гравитационных структур в рассматриваемых отложениях позволил реконструировать направления перемещений и типы движений обломочного материала в течение плиоцена-голоцена.

4. Общее усиление деятельности гравитационных процессов начинается с плиоцена. Гравитационные процессы в рассматриваемых районах практически синхронны и приурочены к раннему плейстоцену и к среднему плейстоцену - голоцену. В конце раннего - начале среднего плейстоцена их интенсивность резко падает.

5. Усиление интенсивности гравитационных процессов связано с периодами активизации восходящих движений по периферии Черноморской впадины и нисходящих движений в ее глубоководной части. Тектонический фактор играл роль спускового механизма, инициировавшего гравитационные процессы.

6. Значительные проявления гравитационных процессов также имели место при понижении уровня моря в течение некоторых ледниковых эпох раннего и среднего плейстоцена, но они происходили на фоне тектонических движений.

Таким образом, детальное изучение структуры осадочного чехла на континентальном склоне и подножии в Болгарском и Крымском секторах позволило воссоздать на качественно новом уровне историю развития указанных районов Черноморской котловины в позднем кайнозое.

Вместе с тем проведенные исследования показали, что остается ряд вопросов, которые требуют дальнейшего изучения. Как было показано, для достоверного определения внутреннего строения и типа движения различных осадочных потоков имеющихся данных не всегда оказывается достаточно. Это связано, с одной стороны, с незначительным числом глубоководных скважин, необходимых для выяснения литологических особенностей отложений, а с другой - с изменением режима движения потоков по мере их продвижения. Следует также помнить, что сейсмическое отображение различных потоков может быть идентичным. Одним из способов решения указанных вопросов является моделирование и экспериментальные исследования подобных процессов как в лабораторных, так и в натурных условиях.

Несмотря на многообразие геоморфологических и структурных особенностей континентальных окраин в изученных районах, на акватории Черного моря выделяются два участка, где условия формирования осадочного чехла, судя по немногочисленным опубликованным данным, резко отличаются от рассмотренных в работе. Первый из участков располагается на пологом северо-западном континен-

тальном склоне. Прилегающий к нему широкий шельф неоднократно осушался и многочисленные реки выносили обломочный материал непосредственно на континентальный склон, вследствие чего структура осадочного чехла представлена здесь системой перекрывающих друг друга подводных конусов выноса. В некоторые периоды отдельные потоки обломочного материала, распространявшиеся с этого склона, достигали даже центральных областей глубоководной Черноморской впадины. На втором участке, располагающемся в восточной части акватории (Кавказский сектор), известны многочисленные, хорошо выраженные в рельефе каньоны, которые служили транспортными артериями для поступающего из прибрежных областей и шельфа терригенного материала. Наличие системы глубоководных конусов выноса, сформировавшихся у устьев этих каньонов, и практически отсутствие молодых осадков на крутом континентальном склоне резко отличают этот район от рассмотренных выше. Указанные участки являются не только своеобразными объектами для изучения, но и представляют большой интерес с точки зрения опробования примененной методики исследования в других условиях.

Л И Т Е Р А Т У Р А

I. Архангельский А.Д. Оползание осадков на дне Черного моря и геологическое значение этого явления. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 8(38), № I-2, I930, с. 32-80.

2. Бабак В.И. Очерк неотектоники Крыма. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 34, вып. 4, I959, с. 5I-67.

3. Белостоцкий И.И. Зоны меланжа и хаотических структур. В кн. "Очерки структурной геологии сложнодислоцированных толщ". М., "Недра", I970, с. I70-I92.

4. Бобылев В.В., Пшиванова Л.С., Яценко Т.В., Шиманов Ю.В. К тектонике Керченско-Таманской зоны. Геология нефти и газа, № 7, I98I, с. 36-4I.

5. Борукаев Ч.Б., Расцветаев Л.М., Щерба И.Г. Мезозойские и кайнозойские олистостромы на южном склоне западного Кавказа. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 56, вып. 6, I98I, с. 32-44.

6. Бызова С.Л. Подводно-оползневые образования в нижнемеловых отложениях Чивчинских гор (Восточные Карпаты). Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 40, вып. I, I965, с. I64-I76.

7. Вассоевич Н.Б. Флиш и методика его изучения. М.-Л., Гостоптехиздат, I948, с. I92-208.

8. Вассоевич Н.Б. Условия образования флиша. М., Гостоптехиздат, I95I, 240 с.

9. Геологическая история Черного моря по результатам глубоководного бурения. М., "Наука", I980, 200 с.

I0. Геология СССР, т. УШ, Крым, ч.I. Геологическое описание. М., "Недра", I969, с. 50I-5I6.

II. Геолого-геофизические исследования Болгарского сектора Черного моря. София, изд-во БАН, I980, 3I8 с.

12. Глумов И.Ф., Головинский В.И., Дачев Х.И., Велчев Ц., Казаков О., Колев Я., Луцук Е. Геологическое строение черноморского шельфа Болгарии. Докл. БАН, т. 24, № 2, 1971, с. 255-258.

13. Головинский В.И. Геологическое строение континентального склона северного обрамления Черноморской мегавпадины. В кн.: "Комплексные исследования Черноморской впадины". М., "Наука", 1970, с. 25-30.

14. Головинский В.И., Глумов И.Ф., Дачев Х.И. Перспективы нефтегазоносности черноморского шельфа Народной Республики Болгарии. Геология нефти и газа, № 10, 1975, с. 43-48.

15. Гончаров В.П., Непрочнов Ю.П., Непрочнова А.Ф. Рельеф дна и глубинное строение Черноморской впадины. Изд-во "Наука", М., 1972, 157 с.

16. Григорьев В.Н., Семихатов М.А. К вопросу о возрасте и происхождении так называемых "тиллитов" северной части Енисейского кряжа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 11, 1958, с. 44-59.

17. Гроссгейм В.А. Дибрарские утесы Юго-Восточного Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1948, с. 105-121.

18. Дачев Х.И. Продолжение геологических структур Балканского полуострова в Черное море. Geologica Balcanica, т. 7, № 4, 1977, с. 95-106.

19. Жигунов А.С. Петрография коренных обнажений таврической серии юго-восточной части Крымского континентального склона. Океанология, т. XXII, вып. 2, 1982, с. 267-272.

20. Жигунов А.С. Нижнемеловые вулканогенные породы с южного участка Крымского континентального склона. Океанология, т. XXIII, № 1, 1983, с. 95-100.

21. Земная кора и история развития Черноморской впадины.

М., Наука, 1975, 358 с.

22. Казанцев Р.А., Шайнуров Р.В. Конус выноса мутьевых потоков Дунайского подводного каньона. Геоморфология, № 3, 1978, с. 79-82.

23. Калинин В.В., Моргунов Ю.Г., Гайнанов А.Г., Калинин А.В., Кульницкий Л.М., Куприн П.Н., Лимонов А.Ф., Пивоваров Б.Л. Диапировые складки в Черном море к югу от Горного Крыма. ДАН СССР, т. 228, № 5, 1976, с. 1159-1162.

24. Калинин А.В., Калинин В.В., Пивоваров Б.Л. Сейсмоакустические исследования на акваториях. М., Недра, 1983, 204 с.

25. Козлов В.Б., Маев Е.Г. Геоморфологическое строение материкового склона и материкового подножия дна Черного моря к югу от Горного Крыма. В сб.: "Комплексные исследования природы океана". Изд-во МГУ, вып. 7, 1980, с. 39-44.

26. Крыстев Т.И., Калинин В.В., Лимонов А.Ф., Старовойтов А.В. Новые данные о строении Бургасской впадины. В сб.: "Геолого-геофизические исследования Болгарского сектора Черного моря". София, БАН, 1980, с. 74-81.

27. Кульчицкий Я.О. Олистостромы, олистолиты и другие подводнооползневые явления во флише Восточных Карпат. Материалы II-го Конгресса Карпато-Балкан. геол. ассоциации. Литология. Киев, 1977, с. 119-130.

28. Куприн П.Н., Калинин А.В., Крыстев Т.И., Моргунов Ю.Г. Основные черты тектонического развития континентальной террасы в кайнозое. В сб.: "Геолого-геофизические исследования Болгарского сектора Черного моря". София, БАН, 1980, с. 124-139.

29. Леонов М.Г. Дикий флиш Альпийской области. Тр. ГИН АН СССР, вып. 199, М., Наука, 1975, 139 с.

30. Леонов М.Г. Олистостромы и их генезис. Геотектоника, № 5, 1978, с. 18-33.

31. Леонов М.Г. Олистостромы в структуре складчатых областей. Тр. ГИН АН СССР, вып. 344, М., Наука, 1981, 172 с.

32. Леонтьев О.К. Дно океана. М.,"Мысль", 1968, 320 с.

33. Леонтьев О.К., Сафьянов Г.А. Каньоны под морем. М., 1973, 261 с.

34. Лилиенберг Д.А. Основные черты геоморфологии и палеогеографии юго-западного побережья Черного моря. В сб.: "Комплексные исследования Черноморской впадины". М., Наука, 1970, с. 82-114.

35. Лимонов А.Ф., Калинин В.В., Крыстев Т.И., Старовойтов А.В. Строение верхней части чехла Мизийской плиты в пределах шельфа. В сб.: "Геолого-геофизические исследования Болгарского сектора Черного моря". София, БАН, 1980а, с. 51-59.

36. Лимонов А.Ф., Калинин А.В., Крыстев Т.И., Старовойтов А.В. Некоторые черты строения морской части Нижне-Камчийского прогиба. В сб.: "Геолого-геофизические исследования Болгарского сектора Черного моря". София, БАН, 1980б, с. 59-66.

37. Лимонов А.Ф., Калинин В.В., Крыстев Т.И., Старовойтов А.В. О продолжении Восточной Стара-Планины в Черное море. В сб.: "Геолого-геофизические исследования Болгарского сектора Черного моря". София, БАН, 1980в, с. 66-74.

38. Лимонов А.Ф. Геологическое строение и история развития северной континентальной окраины Черного моря. Автореферат диссертации на соискание ученой степени канд. геол.-мин. наук. М., МГУ, 1981, 18 с.

39. Лонгинов В.В. Очерки литодинамики океана. М., Наука,

1973, с. 110-125.

40. Лукина Н.В. Корреляция террас крупных долин юга Европейской части СССР и ее значение для неотектоники. XI Конгресс ИНКВА, тезисы докладов, т. I, М., 1982, с. 159.

41. Лукьянов А.В., Леонов М.Г., Щерба И.Г. Олистостромовая формация и вопрос о псевдотиллитах. Литология и полезные ископаемые, № 4, 1975, с. 40-50.

42. Маев Е.Г., Мысливец В.И., Козлов В.Б. Материковое подножие во внутренних морских водоемах (Черное и Каспийское моря). В сб.: "Комплексные исследования природы океана". Изд-во МГУ, вып. 7, 1980а, с. 44-47.

43. Маев Е.Г., Козлов В.Б., Крыстев Т.И., Лимонов А.Ф., Мысливец В.И., Пырличев Д.Г., Чистяков А.А. Структурно-геоморфологическая характеристика континентальной террасы. В сб.: "Геолого-геофизические исследования Болгарского сектора Черного моря". София, БАН, 1980б, с. 145-156.

44. Маловицкий Я.П., Москаленко В.Н., Удинцев Г.Б., Шехватов Б.В. Строение плиоцен-четвертичных отложений Черноморской впадины. Океанология, т. XУ, вып. 5, 1975, с. 844-849.

45. Мамедов А.В. Условия залегания и происхождение утесов юрских пород предгорной зоны южного склона Большого Кавказа. Геотектоника, № 4, 1968, с. 85-98.

46. Мейснер Л.Б. Тектоника Керченско-Таманского олигоцен-миоценового прогиба в связи с перспективами его нефтегазоносности. Автореферат дисс. на соиск. ученой степени канд. геол.-мин. наук. М., 1982, 20 с.

47. Микуленко К.И. Подводно-оползневые образования палеоценовых и эоценовых отложений Дагестана. Изв. АН СССР, сер.геол.

№ 2, 1967, с. 134-149.

48. Милановский Е.Е. Неотектоническая (позднеорогенная) стадия развития Альпийского геосинклинального пояса юго-западной Евразии и главные типы её структур. В сб.: "Новейшие тектонические движения и структура альпийского геосинклинального пояса юго-западной Евразии". Баку, "Элм", 1970, с. 56-67.

49. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М., Недра, 1968, 483 с.

50. Мишушина З.А. О направлении движения в древних подводных оползнях. ДАН СССР, т. 70, вып. 4, 1950, с. 691-695.

51. Моргунов Ю.Г., Калинин А.В., Куприн П.Н., Лимонов А.Ф., Пивоваров Б.Л., Щербаков Ф.А. Основные элементы тектоники южного крыла Крымского мегантиклинория (Черное море). Геотектоника, № 4, 1979, с. 90-97.

52. Моргунов Ю.Г., Крыстев Т.И., Щербаков Ф.А. Неотектонический этап развития глубоководной впадины Черного моря. Geologica Balcanica, 13.3, 1983, с. 45-62.

53. Москаленко В.Н., Шимкус К.М. О роли крупных оползневых образований - олистострим и олистостром в позднекайнозойском осадконакоплении Черного моря. Океанология, т. XVI, вып. 4, 1976, с. 655-661.

54. Москвин М.М., Семихватов М.А. Подводно-оползневые нарушения в верхнемеловых и палеогеновых отложениях Дагестана. Изв. АН СССР, сер. геол., № 10, 1956, с. 67-84.

55. Муратов М.В. История формирования глубоководной котловины Черного моря в сравнении с впадинами Средиземного. Геотектоника, № 5, 1972, с. 22-41.

56. Мысливец В.И., Козлов В.Б., Крыстев Т.И., Лимонов А.Ф.,

Маев Е.Г., Моргунов Ю.Г., Пырличев Д.Г., Чистяков А.А. Морфоструктуры и неотектоника континентальной террасы. В сб.: "Геолого-геофизические исследования Болгарского сектора Черного моря". София, БАН, 1980, с. 112-123.

57. Николаев Н.И. Новейшая тектоника Черного моря и проблемы развития земной коры. В сб.: "Новейшие тектонические движения и структуры Альпийского геосинклинального пояса юго-западной Евразии". Баку, "Элм", 1970, с. 5-15.

58. Пыхов Н.В. Гравитационные перемещения осадочных масс на дне океана. В сб.: "Литодинамика, литология и геоморфология шельфа". М., Наука, 1976, с. 7-36.

59. Размахнин Ю.Н. Подводно-оползневые текстуры в мезозое Центрального Сихотэ-Алиня. Сов.геология, № 12, 1961, с.122-127.

60. Сафронов И.Н. Проблемы новейшей тектоники Северного Кавказа и Предкавказья. В сб.: "Новейшие тектонические движения и структуры Альпийского геосинклинального пояса юго-западной Евразии". Баку, "Элм", 1970, с. 114-120.

61. Сафьянов Г.А. Особенности морфологии и отложений Кодорской системы подводных каньонов. В кн.: "Комплексные исследования природы океана", вып. 5, 1975, с. 129-140.

62. Сейсмическая стратиграфия. М., Мир, т. 1, 1982, 375 с.

63. Сейсмическая стратиграфия. М., Мир, т. 2, 1982, с.376 - 846.

64. Смирнов С.Е. К проблеме подводных оползней в олигоценовом флише южного склона Украинских Карпат. Геол. и геохим. горюч. ископ., вып. 43, 1975, с. 30-38.

65. Старовойтов А.В., Калинин А.В., Калинин В.В., Пивоваров Б.Л., Кульницкий Л.М. Оползневые процессы на континенталь-

ном склоне к югу от Крыма (по данным НСП). В сб.: "Материалы IУ научной конференции аспирантов и молодых ученых". М., МГУ, деп. № 4022-77, 1977, с. 124-132.

66. Старовойтов А.В., Калинин А.В., Калинин В.В., Крыстев Т.И., Пивоваров Б.Л. Сейсмоакустическое районирование шельфа и континентального склона. В сб.: "Геолого-геофизические исследования Болгарского сектора Черного моря". София, БАН, 1980а, с. 35-40.

67. Старовойтов А.В., Калинин А.В., Куприн П.Н., Крыстев Т.И. Строение верхней части осадочного чехла континентального склона и некоторые особенности развития его в плиоцен-четвертичное время. В сб.: "Геолого-геофизические исследования Болгарского сектора Черного моря". София, БАН, 1980б, с. 81-89.

68. Старовойтов А.В. Оползневые процессы на континентальном склоне Черного моря по сейсмоакустическим данным. У Всесоюзная школа морской геологии. Тезисы доклада. М., 1982, с. 159-160.

69. Старовойтов А.В., Калинин А.В., Калинин В.В., Пивоваров Б.Л., Стручков В.А. Структура позднекайнозойских отложений континентального склона и его подножия в Черном море и её связь с тектоникой. В кн.: "Изучение геологической истории и процессов современного осадкообразования Черного и Балтийского морей", ч. I, Киев, "Наукова думка", 1984, с. 78-83.

70. Тектоника и история развития северо-западного шельфа Черного моря. М., Наука, 1981, 243 с.

71. Тихомиров В.В., Хаин В.Е. Подводные оползни и обвалы в третичных отложениях северо-восточного Азербайджана. ДАН СССР, отд. геол., т. 58, № I, 1947, с. 105-109.

72. Туголесов Д.А. Современная структура Черноморской впадины. Сов. геология, № 7, 1976, с. 72-87.

73. Туголесов Д.А., Горшков А.С., Мейснер Л.Б., Соловьев В.В., Хахалев Е.М. Опыт изучения стратиграфии кайнозойских отложений Черного моря. Сов. геология, № 6, 1983, с. 73-82.

74. Федоров П.В. Плейстоцен Понто-Каспия. М., Наука, 1978, 163 с.

75. Федоров П.В. Некоторые дискуссионные вопросы плейстоценовой истории Черного моря. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 57, вып. 1, 1982, с. 108-118.

76. Хворова И.В. О происхождении флиша. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 33, вып. 5, 1958, с. 3-23.

77. Чистяков А.А. Условия формирования и фациальная дифференциация дельт и глубоководных конусов. Итоги науки и техники. Сер. "Общая геология", т. 10, М., ВИНИТИ, 1980, 164 с.

78. Чистяков А.А., Щербаков Ф.А. Осадконакопление на подводных окраинах материков. Серия "Общая геология", т. 18, М., ВИНИТИ, 1984, 134 с.

79. Шимкус К.М., Шлезингер А.Е. Генетические типы геологических тел осадочного чехла (по материалам сейсмопрофилирования). Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 59, вып. 1, 1984, с. 28-36.

80. Щерба И.Г. Плиоцен-четвертичные олистостромы Крыма и механизм их образования. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 53, вып. 4, 1978. с. 23-33.

81. Щерба И.Г. Кайнозойские олистостромы Альпийской складчатой области. Геотектоника, № 5, 1983, с. 90-107.

82. Щербаков Ф.А., Куприн П.Н., Поляков А.С. Осадконакопление на континентальном склоне Черного моря. В сб.: "Комплексные

исследования природы океана", М., вып. 5, 1975, с. 141-149.

83. Щербаков Ф.А., Горбачик Т.Н., Моргунов Ю.Г., Куприн П.Н., Козлов В.Б. Верхнеальбские отложения западной части континентального склона Горного Крыма. ДАН СССР, т. 236, № 3, 1977, с. 708-711.

84. Щербаков Ф.А., Куприн П.Н., Моргунов Ю.Г. Позднечетвертичный этап развития Черного моря. Бюлл. комиссии по изучению четверт. периода, № 49, 1979, с. 3-16.

85. Щербаков Ф.А., Чистяков А.А. Структурно-геоморфологическая характеристика шельфа Керченского и Таманского полуостровов. Геоморфология, № 2, 1980, с. 80-85.

86. Щербаков Ф.А., Чистяков А.А., Куприн П.Н. Новейшая структура северного борта Черноморской впадины. Вестник МГУ, сер. геол., № 4, 1980, с. 25-31.

87. Яншин А.Л., Маловицкий Я.П., Москаленко В.Н., Шимкус К.М., Шлезингер А.Е. Основные аспекты образования Черноморской впадины. ДАН СССР, т. 229, № 1, 1976, с. 178-181.

88. Яншин А.Л., Маловицкий Я.П., Москаленко В.Н., Николаева Е.Я., Шимкус К.М., Шлезингер А.Е. Структурные особенности осадочного чехла Черноморской впадины и их значение для понимания её образования. Бюлл.МОИП, отд.геол., т. 52, № 5, 1977, с.42-69.

89. Bartolini C., Stanley D.J. Morphology and Recent sediments of the western Alboran Basin in the Mediterranean Sea. Marine Geology, vol. 13, 1972, p. 159-224.

90. Bowles F.A., Ruddiman W.F., Jahn W.H. Acoustic stratigraphy, structure and depositional history of the Nicobar fan, Eastern Indian Ocean. Mar. Geol., vol. 26, № 3-4, 1978, p. 269-288.

91. Carter R.M. A discussion and classification of subaqueous mass transport with particular application to grain-flow, slurry flow and fluxoturbidites. Earth Science Reviews, vol. 11, № 2, 1975, p. 145-177.

92. Cook H.E. Ancient Continental Slope sequences and their value in understanding modern Slope development. In: "Geology of Continental slopes". SEPM Spec. Public, № 27, Tulsa, Oklahoma, USA, 1979, p. 287-305.

93. Curray J.A., Moore D.G. Growth of the Bengal deep-sea Fan and denudation in the Himalayas. Bull. Geol. Soc. Am., vol. 82, № 3, 1971, p. 563-572.

94. Damuth J.E., Kumar N. Amazon cone: morphology, sediments, age and growth pattern. Bull. Geol. Soc. Am., vol. 86, № 6, 1975, P. 863-878.

95. Dickas A.B., Payne J.L. Upper Paleocene Buried channel in Sacramento valley, California. Bull. Am. Assoc. Petrol. geolog., № 51, 1967, p. 873-882.

96. Dingle P.V. Large allochthonous sediment masses and their role in the construction of the continental slope and rise off Southwestern Africa. Marine Geol., vol. 37, № 3/4, 1980, P. 333-354.

97. Dott R.H.Jr., Dynamics of subaqueous gravity depositio-nal processes. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., vol. 47, 1963, p. 104-128.

98. Embley R.W. New evidence for occurrence of debris flow deposits in the deep sea. Geology, vol. 4, № 6, 1976, p. 371-374

99. Embley R.W., Jacobi R.D. Distribution and morphology of large submarine sediment slides and slumps on Atlantic continental margins. Marine Geotechnology, № 2, 1977, p. 205-228.

100. Embley R.W. The role of mass transport in the distribution and character of deep-ocean sediments in the Atlantic. Marine Geol., vol. 38, № 1/3, 1980, P. 23-50.

101. Embley R.W. Anatomy of some Atlantic margin sediment slides and some comments on ages and mechanisms. in: "Marine Slides and other mass movements". Plenum Press: New York and London, 1982, P. 189-213.

102. Emery K.O., Uchupi E., Phillips J.D., Bowin C.O., Bunce E.T., Knott S.T. Continental Rise off Eastern North America. Amer. Assoc. of Petrol. Geol. Bull., vol. 54, № 1, 1970, P. 44-108.

103. Ewing M., Erickson D.B., Heezen B.C., Sediments and topography of the Gulf of Mexico. Amer. Assoc. Petrol. Geol. L.G. Weeks ed. Habitat of oil, 1958, P. 995-1053.

104. Field M.E., Clarke S.H. Small-Scale Slumps and Slides and their significance for basin slope Processes, Southern California borderland. in; "Geology of Continental slopes". SEPM Spec. Public., № 27, Tulsa, Oklahoma, USA, 1979, p. 223-231.

105. Foose R., Manheim F., Geology of Bulgaria: a review. AM. Assoc. Petrol. Geol. Bull., vol. 59, № 2, 1975, p. 303-335.

106. Haner B.E. Morphology and sediments of Redondo submarine fan. Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 82, № 9, 1971, p. 2413-2432.

107. Heezen B.C., Menzies R.J., Schneider E.D., Ewing W.M., Granelli N.C. Congo submarine canyon. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., vol. 48, № 7, 1964, p. 848-854.

108. Hiscott R.N., Middleton G.V. Depositional mechanics of thick-bedded sandstones at the base of a submarine slope, Tourelle Formation (Lower Ordovician), Quebec, Canada. in: "Geology of Continental slopes". SEPM Spec. Public, № 27, Tulsa, Oklahoma, USA, 1979, p. 307-326.

109. Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project. Washington: U.S. Government Printing Office, vol. 42, pt. 2, 1978, p. 1243.

110. Jacobi R.D. Sediment slides on the northwestern continental margin of Africa. Mar. Geol., vol. 22, № 3, 1976, p. 157-173.

111. Klein G. de V., Sedimentary tectonics in southwest Pacific marginal basins based on Leg 30 Deep Sea Drilling Project cores from the South Fiji, Hebrides and Coral Sea Basins. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 86, 1975, p. 1012-1018.

112. Kraft L.M., Campbell K.J., Ploessel M.R. Some Geotechnical Endineering Problems of upper slope sites in the northern Gulf of Mexico. in: "Geology of Continental slopes". SEPM Spec. Public., № 27, Tulsa, Oklahoma, USA, 1979, p. 25-43.

113. Krustev T.I., Dachev H.I., Limonov A.F., Starovoitov A.V Morphostructural features of the continental slope in the western part of the Black Sea. Geol. Balcan., 14.4, Sofia, 1984, p. 65-80

114. Lewis K.B. Slumping on continental slope inclined at 1°- 4°. Sedimentology, vol. 16, № 1/2, 1971, p. 97-110.

115. Lowe D.R. Sediment Gravity Flows: Their classification and some problems of application to natural flows and deposits. in: "Geology of Continental slopes". SEPM Spec. Public., № 27, Tulsa, Oklahoma, USA, 1979, p. 75-82.

116. Marine Slides and other mass movements. NATO Conference series. Series IV: Marine Sciences. Plenum Press. New-York and London, 1982, p. 350.

117. McGregor B.A., Bennett R.H. Mass movement of sediment on the continental slope and rise seaward of the Baltimore canyon trough. Mar. Geol., vol. 33, № 3/4, 1979, p. 163-174.

118. Modern and ancient geosynclinal sedimentation. SEPM Spec. Public., № 19, Tulsa, Oklahoma, USA, 1974, p. 380.

119. Monroe J.N. Slumping structures caused by organically derived gases in sediments. Science, vol. 164, № 3886, 1969, p. 1394-1395.

120. Moore D.G. Submarine slumps. Journal of Sediment Petrol, vol. 31, № 3, 1961, p. 343-358.

121. Moore D.G., Curray J.R. Sedimentary framework of continental terrace off Norfolk, Virginia and Newport, Rhode Island. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., vol. 47, № 12, 1963, p. 2051-2054.

122. Moore D.G., Curray J.R., Emmel F.J. Large submarine slide (olistostrome) associated with Sunda Arc Subduction zone, northeast Indian Ocean. Mar. Geol., vol. 21, № 3, 1976, p. 211-226.

123. Nardin T.R., Hein F.J., Gorsline D.S., Edwards B.D. A review of mass movement processes, sediment and acoustic characteristics, and contrasts in slope and base-of-slope systems versus canyon-fan-basin floor systems. Soc. Econ. Paleontol. and Miner (SEPM) Spec. Publ., № 27, 1979, p. 61-73.

124. Normark W.R. Growth patterns of deep-sea fan. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., vol. 54, № 11, 1970, p. 2170-2195.

125. Normark W.R. Ranger submarine slide, northern Sebastian Viscaino Bay, Baja California, Mexico. Geol. Soc. Am. Bull., vol. 85, № 5, 1974, p. 781-784.

126. Prior D.B., Coleman J.M. Active slides and flows in underconsolidated marine sediments on the slopes of the Mississippi delta. in: "Marine Slides and other mass movements". Plenum Press: New-York and London, 1982, p. 21-49.

127. Renz O., Lakeman R., Van der Meulen E. Submarine sliding in Western Venezuella. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., vol. 39, № 10, 1955, p. 2053-2068.

128. Roberts D.G., Stride A.H. Late Tertiary slumping on the slope south of Portugal. Nature, vol. 217, № 5123, 1968, p. 48-50.

129. Roberts D.G. Slumping on the eastern margin of Rockall Bank, north Atlantic Ocean. Mar. Geol., vol. 13, № 4, 1972, p. 225-237.

130. Rona P.A. Middle Atlantic continental slope of United States, deposition and erosion. Am. Assoc. Petrol.Geol. Bull., vol. 53, № 7, 1969, p. 1453-1465.

131. Ross D.A., Uchupi E., Prada K.E., MacILVAINE J.C. Bathymetry and microtopography of Black Sea. in: "The Black Sea - geology, chemistry and biology". Tulsa, Oklahoma, USA. Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem., 1974 a, p. 1-10.

132. Ross D.A., Uchupi E., Bowin C.O. Shallow structure of Black Sea. in: "The Black Sea - geology, chemistry and biology". Tulsa, Oklahoma, USA. Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem., 1974b, p. 11-34.

133. Sedimentation in Submarine canyons, fans and trenches. Stroudsburg, Pennsylvania, 1978, p. 395.

134. Shepard F.P., Emery K.O. Congo submarine canyon and fan valley. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., vol. 57, № 9, 1973, p. 1679-1691.

135. Stanley D.J., Silberberg N. Recent slumping on the continental slope off Sable Island Bank, southeast Canada. Earth and Planet. Sci. Letters, vol. 6, 1969, p. 123-133.

136. Stanley D.J. Pebbly mud transport in the head of Wilmington Canyon. Mar. Geol., vol. 16, 1974, p. M1-M8.

137. Stoffers P., Müller G. Mineralogy and Lithofacies of Black Sea Sediments, Leg 42 B, Deep Sea Drilling Project. in: "Initial Reports of the DSDP". Washington: U.S. Government Printing Office, vol. 42, 1978, pt. 2, P. 373-413.

138. Summerhayes C.P., Bornhold B.D., Embley R.W. Surficial slides and slumps on the continental slope and rise of southwest Africa: a reconnaissance study. Mar. Geol., vol. 31, 1979, p. 265-277.

139. The Black Sea: - geology, chemistry and biology. Tulsa, Oklahoma, USA. Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem., 1974, p. 396.

140. Walker J.R., Massingill J.V. Slump features on the Mississippi fan, north-eastern Gulf of Mexico. Geol. Soc. Am. Bull., vol. 81, № 10, 1970, p. 3101-3108.

141. Walker J.R. Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., vol. 62, № 6, 1978, p. 932-967.