

ISSN 0016-853X

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТЕОТЕКТОНИКА

3

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · 1982

ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

МАЙ — ИЮНЬ

МОСКВА

№ 3, 1982

СОДЕРЖАНИЕ

Рудник Г. Б., Меланхолина Е. Н., Кудрявцев Д. И., Ломова О. С., Сафонов В. Г., Шмидт О. А. Вещественный состав океанической коры в разломных зонах Императорской и Меррей (Тихий океан)	3
Коган Л. И., Зоненшайн Л. П., Шмидт О. А. Тектоническое строение возвышенности Хесса в Тихом океане (по данным ГСП—МОВ)	15
Ишутин В. В. Красноморский рифт и его роль в размещении железомарганцевого оруденения	33
Гойжевский А. А. Разломы на территории Украинского щита	44
Золотарев А. Г. О знаках новейших вертикальных движений континентальных равнин в связи с изменениями уровня Мирового океана	50
Зверев А. Т. Взаимосвязь современных, новейших и древних вертикальных тектонических движений Восточно-Европейской платформы	55
Бочаров Г. В., Гусев Г. С., Есикова Л. В., Спектор В. Б. Карта современных вертикальных движений территорий Якутской АССР	60
Максимов Е. М. К методике формационного анализа платформенных толщ (на примере Западно-Сибирской плиты)	64
Добржиницкая Л. Ф., Эз В. В. Метаморфические породы в меланже офиолитового пояса Малого Кавказа (урочище Аджарис)	70
Гурбанов А. М., Мамедов А. И., Юсифов И. С., Омаров А. М., Джавадов Я. Д. К тектонике Шахдагской синклинали зоны Большого Кавказа	82
Корнев О. С. Аномалии и структуры Азово-Черноморского региона	86
Антипов М. П. Тектоника осадочного чехла прилегающих к о. Хонсю частей Японского моря	98

CONTENTS

Rudnik G. B., Melankholina E. N., Kudryavtsev D. I., Lomova O. S., Safonov V. G., Shmidt O. A. Material composition of the oceanic crust in fault Emperor and Murray fault zones (the Pacific Ocean)	3
Kogan L. I., Zonenshain L. P., Shmidt O. A. The tectonic structure of the Hess Rise in the Pacific Ocean (according to data of deep seismic profiling by method of reflected waves)	15
Ishutin V. V. The Red Sea rift and its role in distribution of Fe-Mn mineralization	33
Goizhevsky A. A. Faults on the Ukrainian shield territory	44
Zolotarev A. G. On indications of the newest vertical movements of the continental plains relative to alterations of the World Ocean level	50
Zverev A. T. Interrelation of recent, newest and old vertical tectonic movement of the East-European platform	55
Bocharov G. V., Gusev G. S., Esikova L. V., Spektor V. B. The map of recent vertical movements of the Yakutsk ASSY territory	60
Maksimov E. M. On methods of the formational analysis of the platform deposits (on the example of the West Siberian plate)	64
Dobrzhinetskaya L. F., Ez V. V. Metamorphic rocks in melange of the ophiolitic belts of the Lesser Caucasus (urochishche Adzharis)	70
Gurbanov A. M., Mamedov A. I., Yusifov I. S., Omarov A. M., Dzhavadov Ya. D. On tectonics of the Shakhdag synclinal zone of the Greater Caucasus	82
Kornev O. S. Anomalies and structures of the Azov-Black Sea region	86
Antipov M. P. Tectonics of the sedimentary cover of the Japan Sea parts adjacent to the Honshu Island	98

УДК 551.242.2(265/266)

РУДНИК Г. Б., МЕЛАНХОЛИНА Е. Н., КУДРЯВЦЕВ Д. И.,
ЛОМОВА О. С., САФОНОВ В. Г., ШМИДТ О. А.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ В РАЗЛОМНЫХ ЗОНАХ ИМПЕРАТОРСКОЙ И МЕРРЕЙ (ТИХИЙ ОКЕАН)

Дана характеристика разрезов океанической коры, изученных по данным драгирования в разломных зонах Императорской и Меррей. В этих разрезах пиллоу-лавы толеитовых базальтов слагают верхнюю, а долериты нижнюю часть 2-го океанического слоя. Габброиды отвечают верхам 3-го слоя. Они генетически связаны с долеритами и базальтами, но отличаются наличием зеленокаменных изменений. Особенно значительные преобразования габброидов и тектонизация океанической коры установлены в зоне разлома Меррей.

В последние годы накапливается все больше сведений о породах, слагающих земную кору в океанах [5, 8]. Теоретические представления, выработанные на основе скоростных характеристик глубинных слоев, подкрепляются теперь геологическими данными. Вместе с тем участки изучения последовательных разрезов океанической коры исчисляются единицами. На севере Тихого океана до недавнего времени драгированием и бурением были опробованы только верхи 2-го слоя коры [9, 13]. С разломного уступа Бланко близ побережья Орегона были драгированы серпентиниты [15]. А в остальном информацию о глубоких частях коры и верхах мантии во всем регионе давало лишь исследование ксенолитов из гавайских лав [14].

В 23-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев» изучение вещественного состава и физических характеристик глубинных слоев проводилось на ряде структур северной части Тихого океана [4]. При драгировании в разломных зонах Императорской и Меррей авторами был получен весьма представительный материал (табл. 1). Работы проводились под руководством Ю. П. Непрочнова, капитан судна А. С. Сводитайло. Научное руководство рейсом осуществлялось Ю. М. Пушаровским.

Комплекс структур на северо-востоке Тихого океана имеет возраст не более 100 млн. лет и связан с Восточно-Тихоокеанским поднятием и системой трансформных разломов [7, 10, 12]. Разлом Меррей относится к этой системе (рис. 1). Анализ картины магнитных аномалий позволяет предполагать длительное правостороннее смещение по разлому, особенно значительное на западе [3]. На своем протяжении разлом Меррей сечет участки с различным возрастом 2-го океанического слоя, как это установлено по магнитометрическим и буровым данным. На западном окончании разлома возраст 2-го слоя в его северном борту считается верхнемеловым, а в южном — палеоценовым.

Императорский разлом в современной структуре Тихого океана служит границей его северо-восточной области и северо-западной, более древней и сложно построенной [2, 11]. Разлом расположен в зоне спокойного магнитного поля, для которой предполагается верхнемеловой возраст 2-го слоя коры. Оба разлома на участках драгирования раскрывают абиссальное дно океана. При бурении породы 2-го слоя были получены только вблизи разлома Меррей. Скважины 39 и 172, пробуренные на участках с различным возрастом коры, дали довольно однородный материал, представленный измененными толеитовыми базальтами [13]. В обоих случаях из скважин были получены только обломки базальтовых лав.

Таблица драгированного материала по станциям 23-го рейса НИС «Дмитрий Менделеев» в разломных зонах Императорской и Меррей

№ станции	Район	Косординаты		Интервал глубин, м	Объем материала, кг	Описание образцов
		широта	долгота			
1905	Императорский разлом, северо-восточный борт главного трога	37°54,1'С	176°28,0'З	5600—5300	50	Fe—Mn-конкреции. В ядрах конкреций и в обломках — базальты; реже долериты, гиалокластиты и кремни; изредка габбро
1907	Юго-западный борт главного трога	37°51,9'С	176°41,9'З	7200—6800	400	Крупные остроугольные глыбы долеритов и иногда габбро-долеритов; седиментационная брекчия из обломков долеритов и габбро, покрытая рудной коркой
1909	То же	37°46,3'С	176°39,6'З	6100—5500	600	Фрагменты мелкошаровых пиллоулав базальтов; в обломках и ядрах Fe—Mn-конкреций — базальты и реже долериты; в глыбах — гиалокластиты и эдафогенная брекчия из обломков базальтов
1911	»	37°56,5'С	176°49,5'З	5000—4750	60	Fe—Mn-конкреции. В ядрах конкреций и в обломках — глина, туфы, долериты и базальты
1926	Разлом Меррей, южный борт трога	31°28,1'С	143°29,8'З	6000—5600	80	Обломки базальтов, долеритов, габбро-долеритов и габбро. Fe—Mn-конкреции с обломками базальтов в ядрах. Седиментационная брекчия из обломков базальтов, долеритов, габбро
1927	То же	31°28,3'С	143°31,0'З	5600—5300	50	Fe—Mn-конкреции; в ядрах обломки базальтов, реже габброидов и долеритов
1928	»	31°25,0'С	143°38,3'З	5250—5100	50	Fe—Mn-конкреции; в ядрах осадки, реже обломки долеритов и базальтов

На изученных полигонах разломы вскрывают разрез океанической коры на значительную глубину. Большая высота разломных уступов (до 3000 м), крутизна до 25—30°, выходы на поверхность акустического фундамента (по данным НСП) создают хорошие предпосылки для драгировок. Результаты драгирования позволяют охарактеризовать глубокие горизонты океанической коры, недоступные пока для глубоководного бурения. При постановке комплексных работ удастся наметить корреляцию полученных геологических данных с результатами исследований ГСЗ.

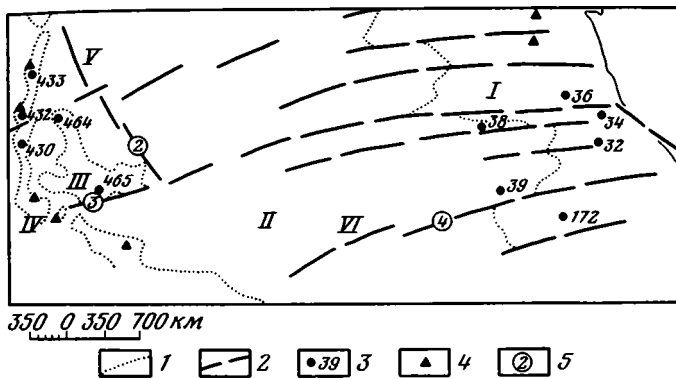


Рис. 1. Схема изученности пород океанической коры в структурах северо-восточной части Тихого океана

1 — контуры океанических структур, 2 — крупные разломы, 3—5 — расположение точек опробования пород океанической коры: 3 — скважины глубоководного бурения, достигшие второго океанического слоя, 4 — станции драгирования пород океанической коры, 5 — полигоны 23-го рейса НИС «Дмитрий Менделеев». Полигон 2: ст. 1905, 1907, 1909, 1911; полигон 3: ст. 1912, 1922, 1923; полигон 4: ст. 1925, 1926, 1927

Римскими цифрами обозначены: I — Восточно-Тихоокеанское поднятие, II — Северо-Восточная котловина, III — поднятие Хесса, IV — Гавайско-Императорская зона, V — Императорский разлом, VI — разлом Меррей

РАЗРЕЗ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ В ЗОНЕ ИМПЕРАТОРСКОГО РАЗЛОМА

Императорский разлом протягивается в северо-западном направлении не менее 2500 км в виде ряда кулисно расположенных отрезков. В поперечном сечении отрезки разлома представляют собой широкие (до 150—200 км) зоны, состоящие из серии субпараллельных структур. Дно главного разломного трога на 1000—2000 м глубже окружающих пространств. С востока трогу сопутствует протяженный асимметричного сечения хребет; далее к востоку и западу располагается целая серия грабенообразных трогов и горстовых хребтов [11] (материалы Л. Р. Мерклина и А. В. Живаго). Наибольшие глубины дна в главном разломном троге достигают 7900 м. В пределах изученного полигона в южной части разлома измерены глубины до 7400 м, а перепад глубин на борту трога составил около 3000 м.

Драгировочные работы проводились на обоих бортах разломного трога. Последовательный разрез океанической коры был охарактеризован драгировками в пределах юго-западного борта на интервалах глубин, м: 5000—4750, 6100—5500 и 7200—6800 (станции 1911, 1909 и 1907, см. табл. 1, рис. 2). Общая мощность разреза 2500 м. Драгированные породы представлены толеитовыми базальтами, их гиадокластитами, долеритами и в меньшем количестве габброидами.

Эффузивные породы были получены в виде обломков, реже мелких глыб (15—20 см в поперечнике). Большинство обломков представлено базальтами и имеет секториально-призматическую отдельность, свойственную подушечным лавам (пиллоу-лавам). Реставрация пиллоу по имеющимся фрагментам показывает их принадлежность мелкошаровому типу лав.

Пиллоу-лавы сложены афировыми и иногда редкопорфировыми толеитовыми базальтами, серыми, плотными, почти лишенными пор. В порфировых разностях присутствуют единичные мелкие (0,2—0,5 мм) фенокристаллы основного плагиоклаза (лабрадора, An_{70}). Мезостази́с в наименее раскристаллизованных разностях (преимущественно со станции 1905) характеризуется зародышево-вариолитовой структурой, образованной срастанием микролитов плагиоклаза со скелетным клинопироксеном. Более раскристаллизованные базальты (со станций 1909 и 1911) имеют микроинтерсертальную, микродолеритовую, пойкилофитовую или долеритовую структуру. Характеризуются удлиненными лейстами плагиоклаза (лабрадора), угловатые промежутки между которыми выполнены

клинопироксеном, а иногда и вулканическим стеклом. Базальты со всех станций в различной степени изменены. Плагноклаз частично, а иногда и полностью замещается монтмориллонитом и цеолитами, а основная масса — смектитовыми минералами.

Гиалокластиты были получены со станции 1909. Это существенно грубообломочные породы с несортированным и неокатанным материалом, предшественным палагонитизированным базальтовым стеклом, в различной степени замещенным смектитами. Часть крупных обломков (15—50 мм), судя по их овальной форме и внутреннему строению, пред-

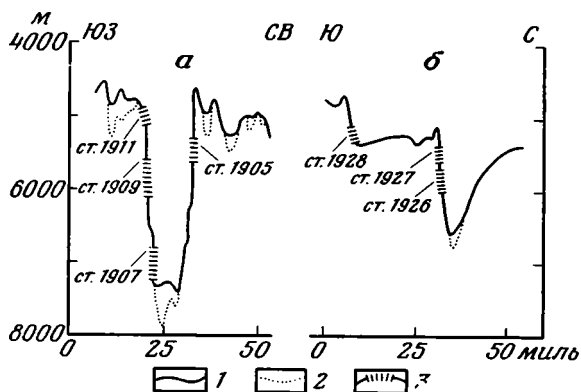


Рис. 2. Схема расположения станций драгирования в разломных зонах Императорской (а) и Меррей (б) 1 — поверхность дна (по данным А. В. Живаго), 2 — кровля 2-го слоя акустического фундамента по НСП (по данным Л. Р. Мерклина), 3 — интервалы драгирования

ставляют собой глобулы, образующиеся при подводной пульверизации. Среди обломков меньшего размера (1—15 мм), обычно остроугольных, встречены как фрагменты глобулей, так и продукты десквамации поверхностной части лавовых потоков или пиллоу.

Гибабиссальные долериты встречены на всех станциях, но только из нижней части разреза (ст. 1907) они были подняты в большом количестве и преимущественно в виде крупных глыб (по 30—40 см). Породам свойственна грубая параллелипипедальная отдельность, характерная для относительно мощных тел. Долериты охряно-желтые либо серые, с мелкозернистой, мелкозернистой и чаще всего среднезернистой структурой.

Долериты сложены плагноклазом, клинопироксеном, оливином, переменным количеством вулканического стекла и рудного минерала. Плагноклаз образует лейстовидные зерна (до 3 мм), пересечение которых создает основной офитовый скелет породы. Плагноклаз характеризуется резкой зональностью. Центральные зоны кристаллов отвечают по составу лабрадору (Ap_{60}); они в значительной мере сосюртитизированы, местами рассечены прожилками вторичного альбита. Краевые части зерен плагноклаза имеют более кислый состав (андезин-лабрадор, Ap_{55}) и практически лишены вторичных продуктов. Нарастание краевой зоны происходит по резко корродированной границе. Мелкие лейсты и микролиты по составу отвечают краевым зонам крупных кристаллов и вторичными изменениями также не затронуты. Моноклинный пироксен наблюдается в виде метельчатых агрегатов, ксеноморфных агрегатов кристаллов либо крупных пойкилокристов. По составу минерал отвечает диопсид-авгиту, иногда он затронут уралитизацией. Оливин встречается в виде скоплений мелких (0,1—0,2 мм) зерен ромбовидных или изометричных очертаний и нацело замещен иддингситом, гидроокислами железа и в одном случае — тальком. В качестве постоянной аксессуарной примеси в шлифах присутствуют кристаллы (до 0,1 мм) магнетита. Структура породы долеритовая, участками пойкилоофитовая.

В породах со станции 1907 можно наблюдать все переходы от мелко- и среднезернистых долеритов к крупнозернистым. Последние характеризуются увеличением размерности зерен и уменьшением степени идиоморфизма плагиоклаза по отношению к цветному минералу.

Габброиды были драгированы в основании разреза юго-западного борта разломного трога (ст. 1907), а также в средней части его северо-восточного борта (ст. 1905). Это обломки и единичные глыбы (до 15 см). Породы крупнозернистые. Их характерной структурной особенностью является такситовость, выраженная в чередовании участков с крупнокристаллической габбровой структурой и участков, имеющих крупнозернистую габбро-офитовую и даже среднезернистую долеритовую структуру. Такие структурные соотношения в породе характеризуют неравновесные условия кристаллизации в субглубинной обстановке, а также свидетельствуют о существовании связи рассматриваемых пород с описанными выше долеритами. Породы представлены габбро-норитами, нормальными и роговообманковыми габбро.

Среди первичных минералов в габброидах присутствуют: плагиоклаз, моноклинный пироксен, оливин и ромбический пироксен. Структура породы определяется формой и размером зерен плагиоклаза. В одних участках это кумулятивные кристаллы — идиоморфные широкие таблицы (от 0,5 мм до 4,5 мм), как правило, сдвойникованные в комбинированные альбит-карлсбадские двойники. Состав плагиоклаза — битовнит (Ap_{80}). В других случаях видны крупные (до 5—10 мм) ксеноморфные зерна с альбитовым или альбит-периклиновым двойникованием. Состав плагиоклаза: лабрадор с изменением от Ap_{65} в центре до Ap_{55} на периферии. Плагиоклаз частично сосюритизирован. Оливин и ромбический пироксен нацело замещены вторичными минералами, первый — тальком и серпентином, второй — иддингситом. Моноклинный пироксен (диопсид-авгит) наблюдается в виде реликтовых участков внутри зерен реакционно замещающей его роговой обманки. С этой последней, очевидно образующейся в конечную стадию магматического процесса, связано обильное выделение титаномagnetита, участками создающего сидеронитовую структуру. Роговая обманка ($c/Ng=22^{\circ}$; $2V=\sim(-)70^{\circ}$; плеохроизм: Ng — зеленый, Nt — бледно-зеленый, Np — желто-зеленый) в процессе дальнейших метаморфических преобразований переходит в актинолит и хлорит.

В нескольких образцах габбро были встречены участки гранофира. В них основной плагиоклаз активно корродируется и замещается графическим агрегатом олигоклаза в сростании с кварцем, роговой обманкой и акцессориями: апатитом, сфеном, цирконом и магнетитом. Обилие зерен акцессориев и их крупные размеры (до 10 мм в отдельных иглах апатита) свидетельствуют об условиях, близких к пегматоидным. Очевидно, эта минеральная ассоциация связана с пневмато-метасоматическим процессом, в ряде случаев проявляющимся в конечную стадию формирования габброидных пород.

Породы, изученные в зоне Императорского разлома, характеризуют разные интервалы глубин. Эффузивные базальты и вулканокластические породы развиты в верхней части разреза, на глубинах от 6100 до 4750 м. Гипабиссальные долериты встречены на всех уровнях, но их основная масса получена из основания разреза, с глубин 7200—6800 м. Габброиды в разрезе юго-западного борта были обнаружены только на максимальных глубинах. Такое закономерное расположение пород соответствует разрезам океанической коры, изученным по сейсмическим и геологическим данным в других районах океана [5, 6].

В исследованном разрезе пиллоу-лавы толеитовых базальтов слагают верхнюю часть 2-го океанического слоя мощностью до 1500 м. Долериты отвечают нижней части 2-го слоя, мощностью порядка 1000 м или больше. Скорее всего долериты образуют здесь дайковый комплекс, подобный известным в ряде офиолитовых разрезов [1 и др.]. Смена гипабиссальных долеритов более глубинными габброидами характеризует переход к 3-му слою коры. В отличие от базальтов и долеритов габброиды

затронуты процессами зеленокаменного метаморфизма: актинолитизацией, сосюритизацией, хлоритизацией, проявляющимися, однако, в небольших масштабах и неравномерно. Породы, залегающие на северо-восточном борту разлома, перемещены на более высокий гипсометрический уровень по сравнению с юго-западным бортом.

РАЗРЕЗ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ В ЗОНЕ РАЗЛОМА МЕРРЕЙ

Зона разлома Меррей прослеживается в субширотном направлении вкост Восточно-Тихоокеанского поднятия и смежных абиссальных участков на расстояние порядка 4000 км. В поперечном сечении она представляет собой широкую полосу сложной морфологии [10, материалы Л. Р. Мерклина и А. В. Живаго]. В пределах полигона, в западной части зоны, на профилях нередко видны два или три разлома и связанные с ними ступени. Отчетливо выделяется главный разломный трог в северной части зоны и сопровождающий его с юга хребет. Сечение трога асимметрично: южный борт значительно круче и выше северного. Перепад глубин составляет здесь почти 1500 м, глубина дна в трогe достигает местами 6450 м.

Разноглубинное драгирование проводилось на южном борту трога на интервалах: 5250—5100, 5600—5300 и 6000—5600 м (ст. 1928, 1927 и 1926; см. табл. 1, рис. 2). Общая мощность опробованного разреза 900 м. Драгированные породы представлены толентовыми базальтами, долеритами, габбро-долеритами и габброидами.

Эффузивные базальты встречены в виде мелких (до 5 см) угловатых обломков на всех станциях драгирования. Породы серого цвета, на выветренной поверхности — желтоватые, плотные, в нескольких образцах — пористые. Под микроскопом выделяются крупнопорфировые, порфировые и афировые разновидности базальтов.

Первые характеризуются присутствием в породе вкрапленников (до 20—25% объема) плагиоклаза и в меньшем количестве оливина. Отчетливо выделяются две генерации вкрапленников плагиоклаза. Вкрапленники 1-й генерации — крупные (до 5 мм) широкотаблитчатые кристаллы, образующие сложные полисинтетические и синезисные двойники; видна слабая зональность. Состав плагиоклаза — битовнит (Ap_{75-80}). Вкрапленники 2-й генерации — вытянутые лейстовидные фенокристаллы (до 1—1,5 мм), чаще всего с комбинированными альбит-карлсбадскими двойниками. Состав плагиоклаза несколько более кислый, отвечающий лабрадору (Ap_{60-70}). Ромбовидные вкрапленники (0,5—1,5 мм) оливина нацело замещены хлоритом. Основная масса породы сложена игольчатыми микролитами лабрадора (Ap_{60-70}), скелетными дендритовидными агрегатами моноклинного пироксена (авгита) и вулканическим стеклом. В отдельных зернах встречается хромшпинелид. Структура — интерсертально-офитовая. Единичные микроиндалины (размером в десятые доли миллиметра) сложены хлоритом.

Порфировые базальты отличаются от предыдущих отсутствием вкрапленников плагиоклаза 1-й генерации. Основная масса имеет лучисто-интерсертальную или гиалопилитовую структуру. Афировые базальты по вещественному составу близки к мезостазису вышеописанных пород и отличаются от них наличием зародышево-вариолитовых структур и несколько большим содержанием микроиндалинов (около 1%).

Все базальты затронуты вторичными изменениями: плагиоклаз вкрапленников и основной массы пятнисто замещен цеолитами, а вулканическое стекло — хлоритом. В нескольких образцах наблюдаются тонкие прожилки кварца и хлорита, в других — актинолит. Характерно почти полное отсутствие в мезостазисе магнетитовой пыли и зерен.

Гипабиссальные долериты встречены на всех станциях драгирования, их наибольшее количество поднято на ст. 1926. Образцы представлены угловатыми обломками (до 10 см). Породы плотные, охряно-желтые на выветренной поверхности и серые на свежем сколе, от мелко- до среднезернистых. Под микроскопом, как и в базальтах, в долеритах выделя-

ются разности крупнопорфиновые, порфиновые и афировые. Вкрапленники могут составлять до 40% объема породы. Среди них количественно преобладает плагиоклаз.

В крупнопорфировых долеритах наблюдаются два поколения вкрапленников плагиоклаза. Вкрапленники 1-й генерации по облику аналогичны таковым в базальтах. Их центральные части (около 70—80% объема вкрапленника) имеют округлые очертания, по составу отвечают битовниту (Ap_{75-80}), незональны и могут рассматриваться как первичные кумулятивные зерна. В периферических частях вкрапленников наблюдается нормальная зональность с постепенным подкислением состава плагиоклаза до лабрадора (Ap_{60-70}). Края вкрапленников резко резорбированы мезостазином. Лейстовидные вкрапленники 2-й генерации отличаются от изученных в базальтах большим размахом состава от Ap_{70} в центральных частях кристаллов до Ap_{50} в периферических. Вкрапленники оливина нацело замещены агрегатом талька, хлорита и карбоната.

В порфировых разности долеритов вкрапленники представлены только плагиоклазом 2-й генерации и реже оливином. Мезостазис в долеритах обеих групп отвечает мелко- и среднезернистым афировым долеритам.

Афировые разности долеритов состоят из беспорядочно ориентированных лейст (до 0,5 мм) основного плагиоклаза. В лейстах наблюдается нормальная зональность. Состав плагиоклаза изменяется от Ap_{60} до Ap_{45} , что отвечает составу периферических зон плагиоклазовых вкрапленников 2-й генерации в порфировых долеритах. Промежутки между лейстами плагиоклаза выполнены агрегатом ксеноморфных зерен моноклинного пироксена (авгита); присутствуют мелкие зерна магнетита и хромшпинелида. Структура породы долеритовая, участками — пойкилофитовая.

Вторичные изменения долеритов проявлены очень неравномерно. Наряду с почти свежими породами встречаются сильно измененные — с присутствием актинолита, хлорита, цеолитов, вторичного магнетита. Эти минералы развиваются вдоль трещин и зонк дробления в породах, т. е. связаны скорее всего с воздействием более поздних гидротермальных растворов.

Габброиды и габбро-долериты встречены на ст. 1926 и 1927. Габбро-долериты присутствуют в единичных обломках. Они представляют собой породы, переходные от крупнопорфировых долеритов к габбро. Основной особенностью является их неоднородное строение, обусловленное образованием в долерите участков полнокристаллического габбро. Участки габбро сложены крупными (до 5 мм) кумулятивными кристаллами плагиоклаза в сростании с ксеноморфными зернами моноклинного пироксена (авгита) и в единичных случаях оливина.

Габброиды были получены в виде обломков (по 1—5 см) и щебня. Породы представлены крупнозернистыми и крупнокристаллическими разностями габбро-норитов, нормальных и роговообманковых габбро.

Габбро-нориты состоят в основном из крупных (до 1 см) таблитчатых зерен плагиоклаза, обычно сильно корродированных (около 50% объема породы) и резко ксеноморфных зерен (до 2 см) моноклинного пироксена. Ромбический пироксен присутствует как внутри зерен клинопироксена, так и в обособленных зернах (до 2—3 мм). В отличие от пород, вскрытых Императорским разломом, габброиды разлома Меррей бедны аксессуарными компонентами, из которых присутствует только небольшое количество сфена, апатита и титаномагнетита. Зерна плагиоклаза либо не сдвойникованы, либо образуют простые альбитовые и альбит-периклиновые двойники. Центральные части зерен незональны и отвечают по составу битовниту (Ap_{75}). Во внешней части зерен обычна нормальная зональность с изменением состава к краю до лабрадора (Ap_{65}). Кристаллы отвечают кумулятивной форме плагиоклаза, отмеченной в долеритах. Моноклинный пироксен представлен авгитом с тонкой диалаговой отдельностью. Наличие ромбического пироксена обнаруживается по призматическим очертаниям зерен и набору замещающих

минералов: талька, тремолита, хлорита и рудной пыли. По структурным соотношениям минералов в породе устанавливается более раннее образование кумулятивных кристаллов и сростков плагиоклаза, их резорбция и последующая кристаллизация сначала орто-, а затем клинопироксенов.

Габбро характеризуется присутствием равных количеств плагиоклаза и моноклинного пироксена, аналогичных составляющим габбро-норитов. В роговообманковых разностях габбро моноклинный пироксен в значительной части реакционно замещен зернами (до 3—4 мм) зеленой плеохроирующей роговой обманки ($c/Ng=18^\circ$; $2V$ — около 80, дисперсия: $r > v$; плеохроизм: Ng — зеленый, Nm — зеленый, Np — светло-зеленый). Его реликты сохраняются в центре роговообманковых зерен. Образование роговой обманки иногда сопровождается выделением зерен (до 0,5 мм) магнетита.

Зеленая роговая обманка в свою очередь пятнисто замещается постмагматическим бледно-зеленым актинолитом, что в конечном счете приводит к образованию волокнистого уралитового агрегата. Породы несут следы интенсивного катаклаза, трещины в раздробленных кристаллах плагиоклаза залечиваются альбитом и актинолитом. Актинолитовая роговая обманка продолжает дробиться, превращаясь в неравномерно-зернистый нематобластовый агрегат. Бластез плагиоклаза приводит к перекристаллизации его в мелкозернистый гранобластовый агрегат. Внутри кристаллов наблюдается искривление двойниковых полос и волнистое погасание.

В целом в зоне разлома Меррей изучены те же комплексы пород океанической коры, что и в зоне Императорского разлома. Смена различных типов пород в разрезе не является четкой. Возможно, они находятся здесь в нарушенном залегании. Породы эффузивного и гипабиссального (дайкового) комплексов характеризуют состав 2-го океанического слоя. От пород Императорского разлома они отличаются значительной порфировостью. Наличие афировых, порфириновых и крупнопорфириновых (кумулятивных) типов базальтов и долеритов свидетельствует о многофазности внедрения и излияния базальтовых расплавов, формировавшихся в ходе фракционирования магмы в малоглубинном очаге.

Габброиды, характеризующие состав 3-го слоя коры, в зоне разлома Меррей представлены разностями, близкими к изученным в Императорской зоне. Породы всех комплексов больше подвержены метаморфическим изменениям, чем породы Императорского разлома. В долеритах и особенно в габброидах развиты процессы актинолитизации, хлоритизации, сосюритизации. В наиболее измененных разностях габбро цветные минералы полностью замещены уралитом, хлоритом, тальком; плагиоклазы частично сосюритизированы. Характерно широкое проявление катаклаза, сопровождающееся в ряде случаев рекристаллизацией отдельных минералов, иногда появлением участков с бластомилонитовой структурой. Все эти особенности свидетельствуют о значительной тектонической нарушенности океанической коры в зоне разлома Меррей.

ОСОБЕННОСТИ ХИМИЗМА ПОРОД

К настоящему времени химическими анализами охарактеризованы восемь образцов из зоны Императорского разлома и один образец из зоны разлома Меррей. Полные силикатные анализы этих образцов, а также определение содержания малых элементов рентгено-флюоресцентным и спектральным методами производилось в химической лаборатории ГИН АН СССР. Определение содержания редкоземельных элементов нейтронно-активационным методом выполнено в лабораториях ГИН АН СССР и ИМГРЭ. Результаты анализов приведены в табл. 2 и 3. Как видно из табл. 2, породы характеризуются значительными содержаниями воды и высокой степенью окисленности железа, что осложняет интерпретацию данных по содержанию щелочей, суммарного железа и некоторых других элементов. Тем не менее анализ полученных данных позволяет судить о химизме драгированных пород.

Химический состав пород океанической коры

Окислы	1*	2	3	4	5	6	7	8	9
	1905/8**	1907/1	1907/3	1907/3а	1907/4	1907/6	1907/7	1907/11	1926/6
SiO ₂	47,47	49,62	46,21	46,71	47,96	47,83	51,13	47,41	46,76
TiO ₂	1,94	1,55	1,33	1,60	1,52	1,13	0,70	1,81	0,96
Al ₂ O ₃	16,11	13,70	15,77	17,26	16,75	13,87	15,72	13,73	15,77
Fe ₂ O ₃	11,20	7,38	7,71	11,48	8,08	7,75	4,84	11,13	3,67
FeO	3,94	6,51	5,24	3,15	5,13	4,94	4,31	5,01	5,77
MnO	0,29	0,24	0,24	0,22	0,26	0,19	0,18	0,21	0,18
MgO	5,43	6,71	6,08	4,66	5,43	9,29	8,00	6,79	11,75
CaO	5,95	9,26	7,07	7,63	7,49	10,50	6,26	7,21	11,83
Na ₂ O	3,34	2,30	3,81	2,57	3,49	2,57	3,96	3,49	1,47
K ₂ O	1,04	0,37	0,67	0,61	0,61	0,49	1,22	0,61	0,18
H ₂ O ⁺	2,23	1,77	2,58	2,19	2,50	1,53	2,87	1,90	1,13
H ₂ O ⁻	1,32	0,36	0,57	1,35	0,64	0,41	0,82	0,61	0,37
P ₂ O ₅	0,14	0,16	0,15	0,17	0,16	0,07	0,05	0,14	0,15
Σ	100,40	99,92	100,06	99,60	100,02	100,57	100,06	100,05	100,00
Малые элементы									
Cr	95	64	70	165	60	280	235	87	>500
Ni	50	50	64	71	62	89	90	61	245
Co	39	42	46	43	50	40	37	41	53
V	162	230	160	232	210	182	135	175	125
Ba	43	43	35	20	48	18	48	30	<14
Zr	75	50	23	22	69	<15	<15	45	<15
Sr	129	82	83	91	114	48	165	81	30
Rb	<10	<10	<10	<10	10	<10	24	<10	<10

Примечание. * Номера на графиках. ** Номера образцов. Анализы выполнены в химической лаборатории ГИН АН СССР, аналитики Г. Ф. Галаковская, В. Б. Рычкова, Н. М. Турочкина, Н. Г. Грибкова, А. Н. Шлишко. Содержания Cr, Ni, Co, V приведены по данным спектрального анализа; содержания Ba, Zr и Sr — по данным рентгенофлуоресцентного анализа. Анализы 2, 9 — базальты; 1, 3, 4, 5, 6, 8 — долериты; 7 — габбро.

Таблица 3

Содержание редкоземельных элементов в породах океанической коры

Элементы	1*	2	3	4	5	6	7	8	9
	1905/8**	1907/1	1907/3	1907/3а	1907/4	1907/6	1907/7	1907/11	1926/6
La	5,1	4,0	5,2	6,3	3,7	2,2	1,8	4,5	1,2
Ce	<10	21	13	26	18	<5	<11	<10	<80
Sm	3,2	3,4	3,6	3,3	3,6	2,0	1,6	3,3	1,4
Eu	1,6	1,6	1,4	1,7	1,4	0,75	0,90	1,8	0,65
Yb	3,7	3,8	4,4	4,3	4,4	2,7	2,0	3,8	2,2
Lu	0,79	0,72	0,67	0,72	0,80	0,49	0,32	0,80	0,41
La/Sm	1,0	0,75	0,96	0,74	0,60	0,70	0,75	0,82	0,57

Примечание. Анализы выполнены в химических лабораториях ГИН АН СССР и ИМГРЭ, аналитик С. М. Ляпуков. *Номера на графиках, **Номера образцов.

Все породы отвечают по составу океаническим толеитам. Они характеризуются невысокими содержаниями K₂O (хотя и несколько завышенными в результате вторичных изменений), низкими содержаниями Sr, Ba, Rb, Zr, P, низкими значениями отношения Sr/Ba (от 2,4 до 4,6). Показательно также распределение редкоземельных элементов — с низкими содержаниями лантана и отношением La/Sm ≤ 1. На тройной диаграмме AFM точки составов пород образуют поле, отвечающее океаническим толеитам, но несколько сдвинутое в сторону накопления железа (рис. 3).

Вытянутость поля вдоль стороны MF отражает существенную дифференцированность магматических пород из зоны Императорского разлома. Эта особенность проявлена в изменении величины отношения FeO/MgO от 1,1 до 2,9. Накопление железа коррелируется с увеличением содержания Ti (рис. 4) и Zr, уменьшением содержания Ni и Cr. В слабо-дифференцированных разностях габбро и долерита (со значениями

FeO*/MgO соответственно 1,1 и 1,3) содержание Сг близко к максимальному (235 и 280 г/т). Наиболее примитивным по составу (FeO*/MgO = 0,8) оказался анализируемый образец базальта из разлома Меррей.

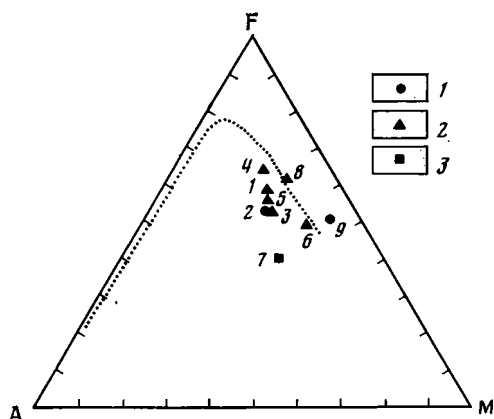


Рис. 3

Рис. 3. Диаграмма AFM пород океанической коры
1 — базальты, 2 — долериты, 3 — габбро. Цифры на диаграмме соответствуют номерам анализов, данных в табл. 2. Линией показано направление дифференциации толеитовых магм скергаардского типа

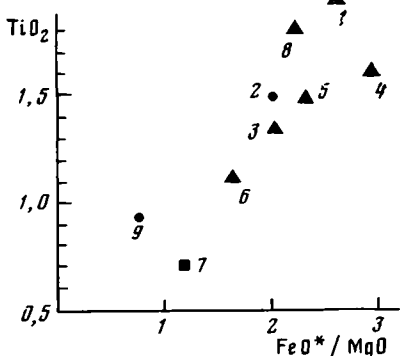


Рис. 4

Рис. 4. Диаграмма TiO₂—FeO*/MgO пород океанической коры
Условные обозначения даны на рис. 3

Предельное обогащение породы Ni и Сг, обеднение литофильными элементами, а также петрографические данные позволяют предполагать фракционирование в малоглубинном очаге.

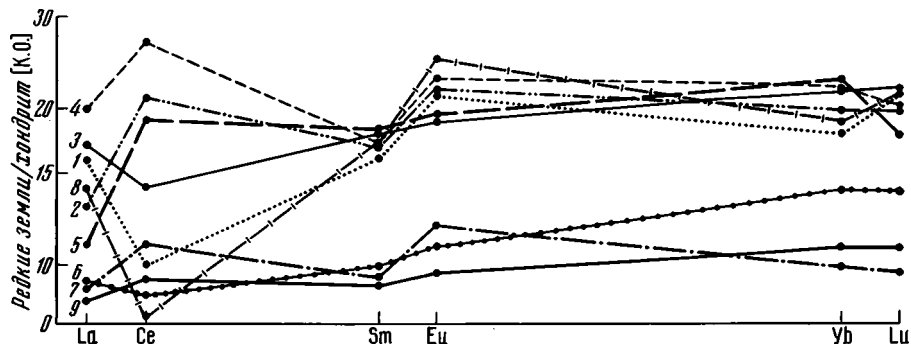


Рис. 5. Диаграмма поведения редкоземельных элементов в породах океанической коры. Номера графиков соответствуют номерам анализов, данных в таблицах

Наличие процессов дифференциации отражается и в поведении редкоземельных элементов (рис. 5). При общем толеитовом характере распределения более примитивные различия пород из обеих зон разломов характеризуются самыми низкими абсолютными содержаниями РЗЭ.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В разломных зонах Императорской и Меррей оказалось возможным изучить в естественных обнажениях разрезы океанической коры. По составу пород и их стратификации эти разрезы сопоставляются с другими разрезами океанической коры [1, 8]. Образцы базальтов, драгированных из верхней части 2-го слоя, представлены океаническими толеитами. Образцы гипабиссальных долеритов из нижней части 2-го слоя по минера-

логическому и химическому составу очень близко соответствуют базальтам.

Встречены разности как весьма примитивного состава, так и более дифференцированные. Вариации состава пород связаны с фракционированием магмы в малоглубинных очагах, происходившим с накоплением Fe, Ti, Zr, легких РЗЭ и обеднением Mg, Ni и Sr. Свидетельством кристаллизационной дифференциации в базальтах и долеритах является выделение кумулятивных плагиоклазовых вкрапленников, отмеченных в породах с разлома Меррей. Полное тождество крупнопорфировых, порфировых и афировых разностей базальтов и долеритов показывает непосредственную связь лавовых излияний с внедрением долеритовых даек. Наличие таких в разной степени дифференцированных пород свидетельствует о продолжительности жизни магматического очага, существовавшего в этой части Восточно-Тихоокеанского поднятия в раннепалеогеновое время.

Драгированные габброидные породы при большом разнообразии петрографических типов всегда имеют состав, отвечающий океаническим толеитам. Сравнение химических и петрографических особенностей габброидов с гипабиссальными и эффузивными породами показывает их генетическое родство. Это подчеркивается присутствием одних и тех же кумулятивных фаз в породах всех комплексов. Габбро с неравновесными структурами, сочетающимися скопления крупных кумулятивных кристаллов и участки офитовые, могут рассматриваться как субглубинные породы, сформировавшиеся в апикальных частях магматической камеры. Появление этих пород в разрезе отбивает верхнюю границу 3-го слоя в океане.

В обоих изученных разрезах габброиды 3-го слоя выделяются по степени метаморфических преобразований. Особенно интенсивное и широкое проявление актинолитизации, хлоритизации, сосюритизации габброидов устанавливается в зоне разлома Меррей. Одним из объяснений наличия зеленокаменных изменений в породах 3-го слоя могла бы считаться их большая древность по сравнению с долеритами и базальтами. Однако генетическая близость всех пород, слагающих разрез коры, определенно говорит об их одновозрастности. Другим объяснением метаморфических преобразований может быть более интенсивная тектонизация пород 3-го слоя по сравнению с комплексами пород 2-го слоя. Выше подчеркивалось, что зеленокаменные изменения габброидов проявлены неравномерно и не имеют регионального характера. В образцах видна их приуроченность к трещинам и зонам дробления в габбро и иногда в долеритах. В целом можно предполагать связь в проявлениях метаморфизма с тектоническими нарушениями более крупного масштаба.

Свидетельством значительных тектонических перемещений в коре является нарушенное залегание пород, вскрытых в зоне разлома Меррей. Катаклиз и рекристаллизация в породах габброидного комплекса также связаны с их тектонизацией. Нарушения в залегании пород 2-го и 3-го слоев, признаки их дробления отмечались и еще в ряде разрезов, вскрытых трансформными разломами [8], т. е. для трансформных разломов или для самих срединно-океанических хребтов в ряде случаев характерна, по-видимому, значительная нарушенность океанической коры, признаки ее тектонической расслоенности, образования срывов и перемешивания блоков и пластин, сложенных различными комплексами пород.

В отличие от разлома Меррей в зоне Императорского разлома вскрыта ненарушенная последовательность пород океанической коры. Их состав четко соответствует скоростным характеристикам 2-го и верхов 3-го слоев, полученным Ю. П. Непрочновым при работах ГСЗ. Комплексное изучение последовательных разрезов коры в таких разломах, как Императорский и разлом впадины Хесса [5], представляет особый интерес для понимания процессов формирования глубинных слоев, для выяснения их взаимоотношений.

Удачные драгировки, проведенные на севере Тихого океана, позволяют планировать продолжение геологических работ. При этом решающее значение имеет не только изучение состава магматических комплексов, но и выяснение их взаимоотношений, анализ тектонических нарушений разного масштаба, а также сопоставление этих данных с материалами по тонкой структуре океанической коры.

Литература

1. Колман Р. Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.
2. Красный Л. И. О великом Тихоокеанском георазделе.— Докл. АН СССР, 1978, с. 242, № 5, с. 1148—1151.
3. Менард Г. Геология дна Тихого океана. М.: Мир, 1966. 273 с.
4. Непрочнов Ю. П. 23-й рейс научно-исследовательского судна «Дмитрий Менделеев».— Океанология, 1980, т. 20, № 2, с. 360—361.
5. Непрочнов Ю. П., Кашинцев Г. Л. О составе основных слоев океанской земной коры Восточно-Тихоокеанского поднятия.— Докл. АН СССР, 1978, т. 239, № 5, с. 1222—1225.
6. Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973. 262 с.
7. Пушаровский Ю. М., Козлов В. В., Мазарович А. О., Сулиди-Кондратьев Е. Д. Системы разломов в Тихом океане.— Геотектоника, 1980, № 2, с. 3—12.
8. Рудник Г. Б., Кашинцев Г. Л., Фролова Т. И. Магматические и метаморфические породы дна океанов.— В кн.: Геология океанов. Осадкообразование и магматизм океанов. М.: Наука, 1979, с. 9—87.
9. Рудник Г. Б., Меланхолина Е. Н., Кудрявцев Д. И., Ломова О. С., Сафонов В. Г., Силантьев С. А., Шмидт О. А. Породы второго океанического слоя в разрезах поднятий Шатского и Хесса (Тихий океан).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 11, с. 21—33.
10. Chase T. E., Menard H. W., Mammerickx J. Topography of the North Pacific, scale 1 : 6 500 000. Geologic Data Center, Scripps Institution of Oceanography and Institute of Marine Resources, Univ. Calif., San Diego, 1971, 2d Printing, 1977.
11. Erikson B. H., Naugler F. P., Lucas W. H. Emperor fracture zone: a newly discovered feature in the central North Pacific.— Nature, 1970, v. 225, № 5227, p. 53—54.
12. Heezen B. C., Fornari D. J. Geological map of the Pacific Ocean, scale 1 : 35 000 000. Initial Rept. of DSDP. V. XXX. Washington, D. C., 1975.
13. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. V. V, VI, XVIII, XIX, XX, XXXII, LV. Washington, D. C., 1971—1980.
14. Lackson E. D. The character of the lower crust and upper mantle beneath the Hawaiian islands. Intern. Geol. Congr., 23th ses., Proc. of sect. 1, Upper mantle (Geological processes). Prague, 1968, p. 135—150.
15. Vine F. T., Hess H. H. Sea-floor spreading.— In: The Sea, N. Y., Intersci., 1970, v. 4, p. 587—622.

Институт океанологии
АН СССР
Геологический институт
АН СССР

Поступила в редакцию
26.V.1981

УДК 550.834.5+551.462.2

КОГАН Л. И., ЗОНЕНШАЙН Л. П., ШМИДТ О. А.

**ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ВОЗВЫШЕННОСТИ ХЕССА
В ТИХОМ ОКЕАНЕ (ПО ДАННЫМ ГСП — МОВ)**

К 1979 г. в 23-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев» были выполнены комплексные геолого-геофизические исследования на возвышенности Хесса в северо-западной части Тихого океана, включая многоканальное (глубинное) сейсмическое профилирование методом отраженных волн (ГСП — МОВ).

Возвышенность Хесса была пересечена меридиональным профилем ГСП — МОВ протяженностью 30 км. Обработка первичных данных ГСП — МОВ на ЭВМ информационного вычислительного центра (г. Геленджик) и применение статистических моделей интерпретации вместе с данными глубоководного бурения, драгирования и магнитометрии позволили здесь осветить строение и микроструктуру земной коры и установить вулканическую природу выявленного на поднятии Хесса утолщения земной коры, образовавшейся в альбское время (100—110 млн. лет) в субэвральном условиях. В экваториальной зоне, в результате активных вулканических и тектонических процессов.

ВВЕДЕНИЕ

Возвышенность Хесса расположена в северо-западной части Тихого океана, между Гавайско-Императорским хребтом и Императорской зональной разломов (рис. 1, врезка). Она представляет собой одно из поднятий ложа океана неправильной формы. В предыдущие годы возвышенность была пересечена рядом профилей НСП и на ней было пробурено четыре глубоководные скважины (165, 310, 464, 465) [12]. Были вскрыты альбские и верхнемеловые мелководные осадки, залегающие на сильновыветрелых щелочных базальтах.

В 23-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев» в 1979 г., осуществленном по предложенной Ю. М. Пушаровским программе изучения геологии Тихого океана [18], в пределах возвышенности Хесса был проведен комплекс работ по эхолотированию, НСП, ГСЗ, магнитометрии, драгированию и многоканальному (глубинному) сейсмическому профилированию методом отраженных волн (ГСП — МОВ).

Результаты глубинного сейсмического профилирования (ГСП — МОВ), проведенного по профилю южной части возвышенности Хесса с выходом в северо-западную котловину Тихого океана, и освещаются в данной статье.

МЕТОДИКА И ТЕХНИКА ГСП — МОВ

Профиль 5/79, пересекающий с севера на юг южную часть возвышенности Хесса (начало профиля: 35°29' с. ш.; 179°21' в. д.; окончание: 32°22'1 с. ш.; 179°46'6 в. д. (см. рис. 1) протяженностью 300 км, отработан по методике многоканального (глубинного) сейсмического профилирования (ГСП — МОВ) [8].

Возбуждение упругих волн осуществлялось пневматическим источником ПИ-5 с объемом рабочей камеры 30 дм³ при давлении 150·10⁵ Па (паскалей) на глубине 25—30 м, так что максимум частотной характеристики импульса возбуждения лежал в диапазоне 8—20 Гц [4]. Прием упругих волн осуществлялся буксируемой 24-канальной приемной системой длиной 2000 м [13]. Регистрация сигналов велась системой сбора данных геофизических исследований ГРАД [11] в формате и на носителях ЭВМ ЕС [6] с использованием асинхронного накопления [1, 7, 10].

Определение места судна и замер интервала возбуждения упругих

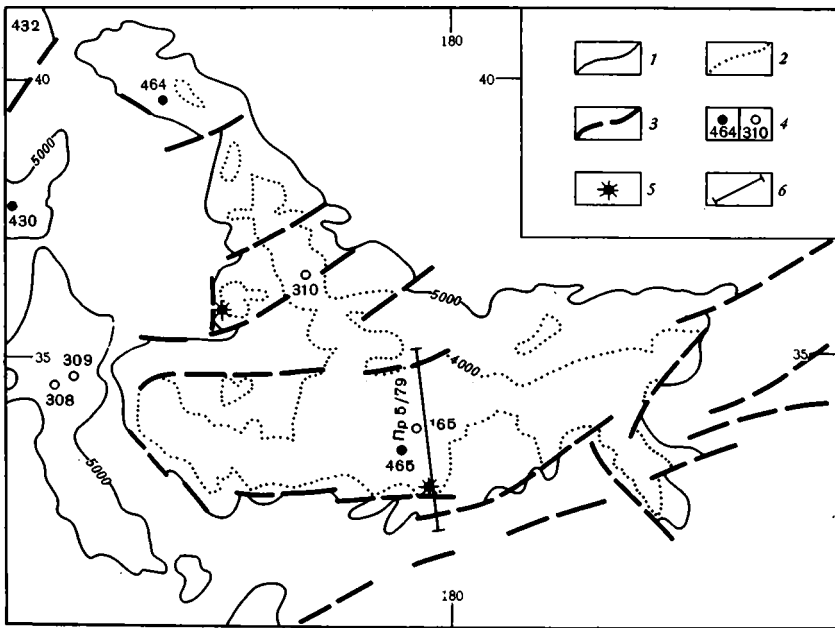


Рис. 1. Схема расположения профиля ГСП — МОВ на возвышенности Хесса (основа по Пушаровскому и Меланхолиной) [17])
 1 — изобата 5000 м, 2 — изобата 4000 м, 3 — разломы, 4 — глубоководные, скважины: 4а — вскрывшие базальты, 4б — не дошедшие до фундамента; 5 — места драгирования, 6 — положение профиля 5/79 ГСП — МОВ

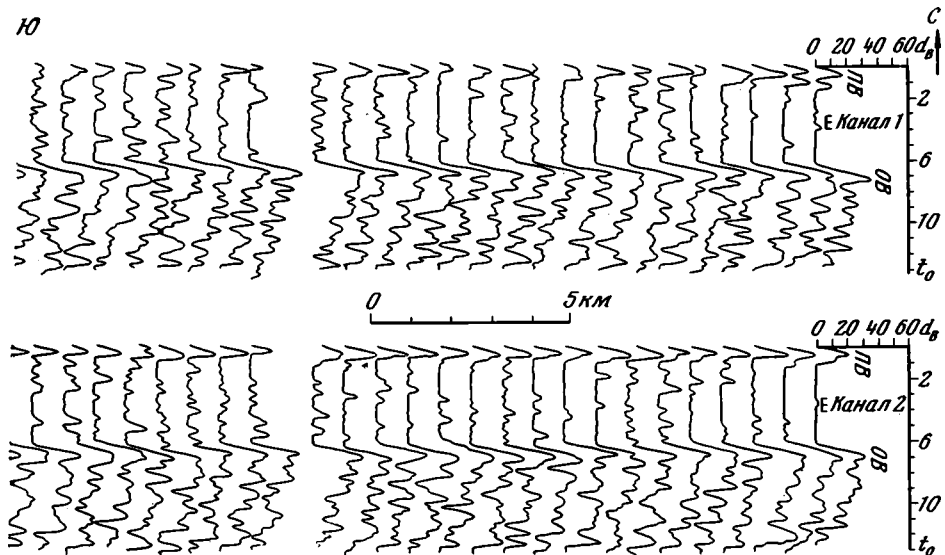


Рис. 2. Запись уровня сейсмических сигналов и шумов в дБ, на 1-м и 2-м каналах сейсмокоды при выполнении ГСП — МОВ

волн осуществлялся интегральной навигационной системой Magnavox 702 A [13]. Работы велись в движении судна со скоростью 5 узлов по методике ОГТ с 12-кратным перекрытием наблюдений, взрывной интервал составлял 50 м [10]. Интенсивный источник возбуждения, согласованный с импульсной характеристикой среды и приемным устройством, позволил получать записи регулярных сигналов отраженных волн с превышением сигнала над шумами на 6—10 дБ на 5—6 с после вступления отражения от дна (рис. 2).

Обработка первичных данных была выполнена в ИВЦ ПО «Южмор-геология» в г. Геленджике на ВК «Минск-32», специально оборудованном устройствами ввода-вывода, спецпроцессором и системой математического программного обеспечения для обработки данных морских сейсмических исследований [6]. Математическая обработка данных ГСП—МОВ включала выполнение следующих процедур: 1) демультимплексирование, редакцию, масштабирование данных; 2) спектральный анализ, анализ скоростей; 3) расчет кинематических поправок; 4) ввод кинематических поправок и суммирование трасс ОГТ; 5) обратная (прогностическая) и полосовая переменная во времени фильтрация; 6) вывод данных на плоттер методом переменной амплитуды с затемнением [22]. В результате машинной обработки был получен временной разрез ОГТ—МОВ и девять колонок скоростных определений (см. рис. 3). При скоростном анализе учитывались данные ГСЗ (устное сообщение Ю. П. Непрочнова, 1979 г.).

ХАРАКТЕРИСТИКА СЕЙСМИЧЕСКОГО РАЗРЕЗА

На временном разрезе ГСП—МОВ, полученном после цифровой обработки, длительность сейсмической записи регулярных волн составляет 4—5 с после вступлений отражений от дна (рис. 2, 3). Наблюдаемая волновая картина характеризуется большой сложностью и слабой разрешенностью записи на 2—3 с от дна и ниже ввиду интенсивной интерференции глубинных отраженных и дифрагированных волн от объектов, находящихся на разных гипсометрических уровнях под дном и непосредственно на поверхности дна океана, что весьма затрудняет интерпретацию. Глубина океана вдоль линии профиля изменяется от 5,2 до 1,4 км. По характеру сейсмического волнового поля и геометрии отражающих границ весь разрез может быть разделен на четыре зоны: первые три — северная, центральная, южная — относятся к возвышенности Хесса, а четвертая — к глубоководной котловине.

В северной части разреза на участке ПК 0—95 выделяются четыре серии отражений (рис. 3, а). В интервале 5,3—6,3 с хорошо прослеживаются на расстояниях 15—20 км протяженные отражающие границы, соответствующие горизонтально залегающим пластам с пластовой скоростью $v_{пл} = 1,8—2,5$ км/с. Мощность этой толщи составляет 0,4—1,0 км, увеличиваясь в местах прогибов акустического фундамента (II слоя) и выклиниваясь в зонах его поднятий (ПК 7—10)¹. Вторая серия, наблюдаемая в интервале 5,5—6,5 с, представлена группой отражающих границ протяженностью до 15 км, прослеживание которых местами затрудняется вступлением интенсивных дифрагированных волн. Эти границы субгоризонтальны, разделены зонами локальных нарушений записи. Подошва этой толщи (6,5—6,7 с) выделяется условным горизонтом № 2, проведенным по достаточно интенсивным отражающим границам протяженностью 5—10 км. Скорость отраженных волн (ОВ) в этой толще изменяется от 3,5 до 4,5 км/с, мощность от 0,7 до 1,9 км. Наблюдаются резкие изгибы (срывы) отражающих границ (поверхностей) как кровли, так и подошвы этой толщи, индексированные ДВ. Третья серия (7,0—7,3 с) характеризуется вступлением группы отраженных волн, коррелируемых на протяжении 3—5 км и разделенных дифрагированными волнами. Залегание границ субгоризонтальное со слабым региональным подъемом к югу. Подошва толщи прослеживается по условному горизонту № 3. Скорость отраженных волн изменяется в пределах от 5,0 до 6,0 км/с (при большой дисперсии идентичных определений ОГТ). Мощность этой толщи составляет 1,4—2,5 км, значительно изменяясь на сравнительно коротких интервалах (ПК 15—25; 50—75) (рис. 3, а).

Четвертая серия (7,5—8,5 с) в верхней части характеризуется слабой разрешенностью записи, вступлением группы отраженных волн, образу-

¹ Здесь и везде далее следует учитывать разрешающую способность ГСП2—МОВ, составляющую ≥ 100 м.

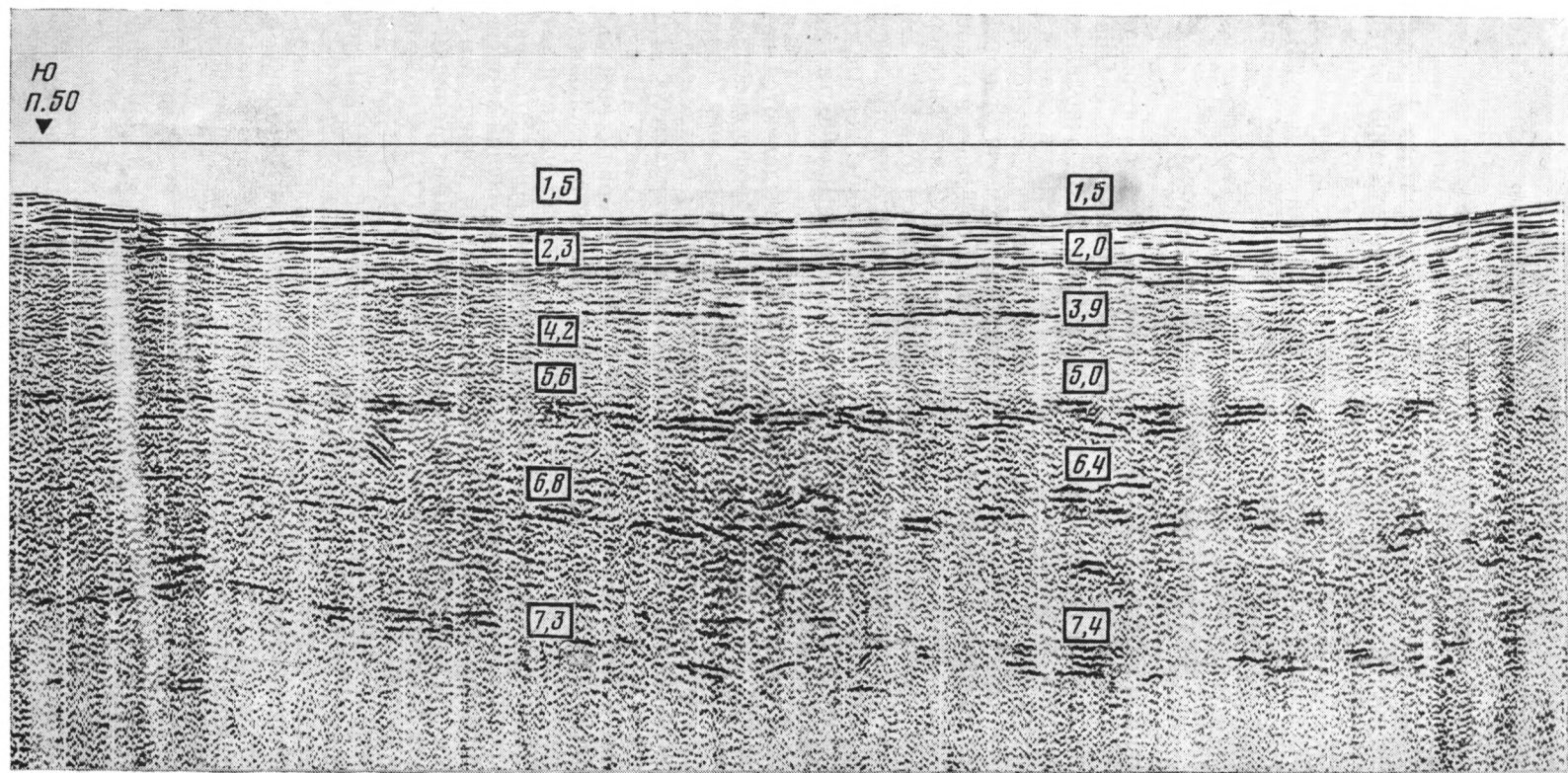


Рис. 3. Фрагменты временного сейсмического разреза ГСП—МОВ, *а*— в северной части плавного перехода к глубоководной котловине, *б*— в центральной части, *в*— в зоне Южного эскарпа и перехода к глубоководной котловине. Цифры в квадрате— пластовая скорость по ОГТ в кмс⁻¹

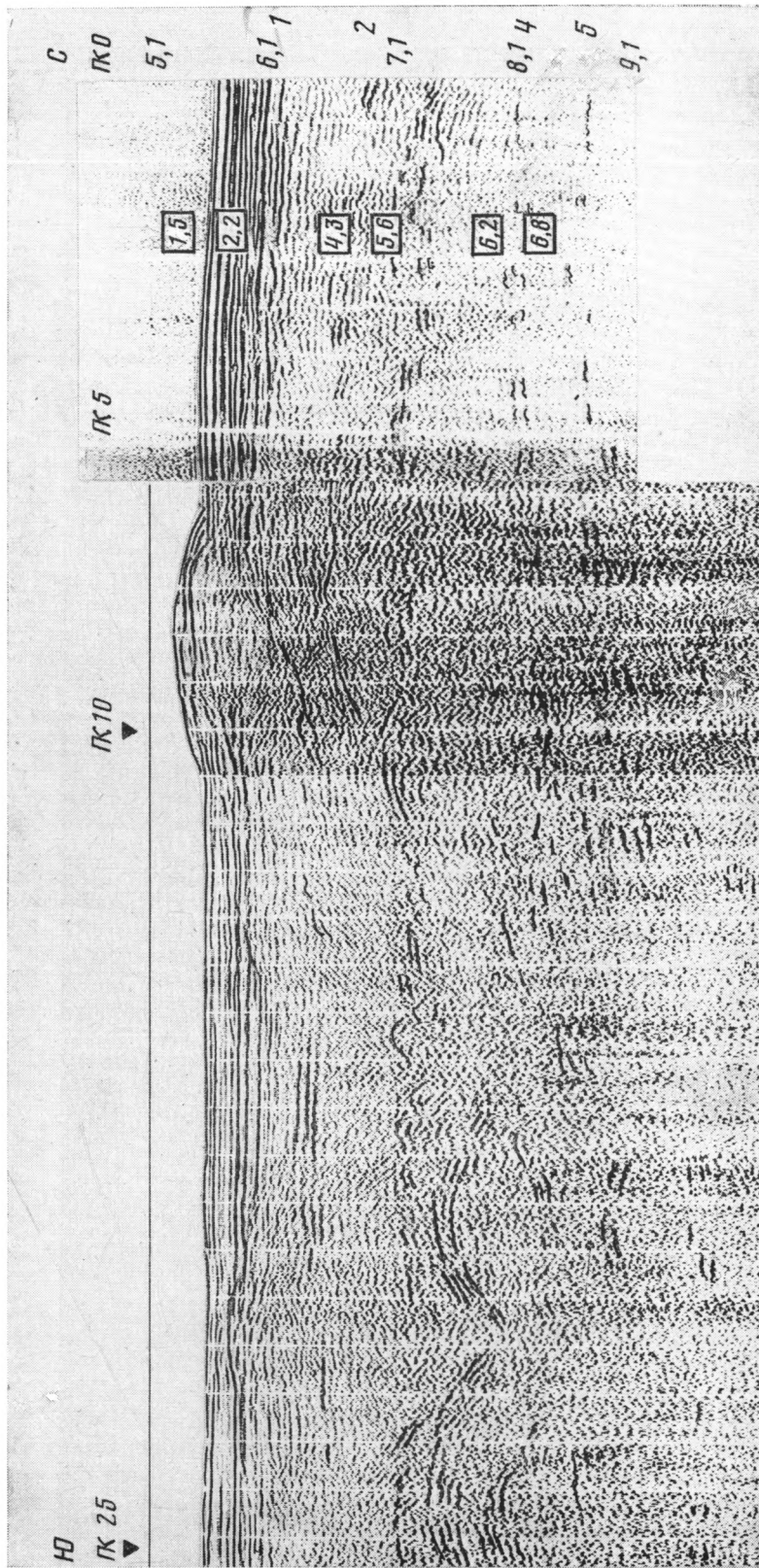


Рис. 36.

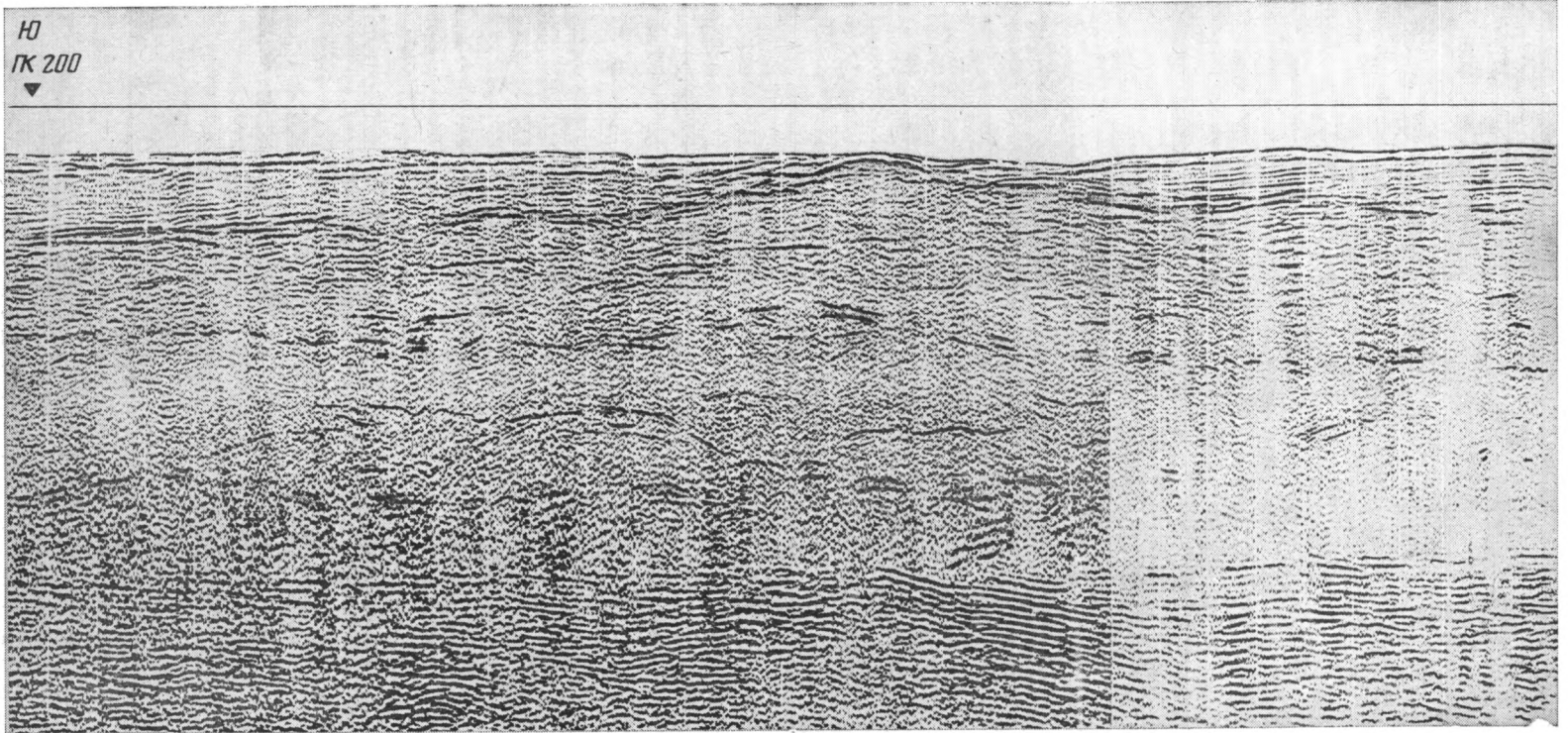


Рис. 36.

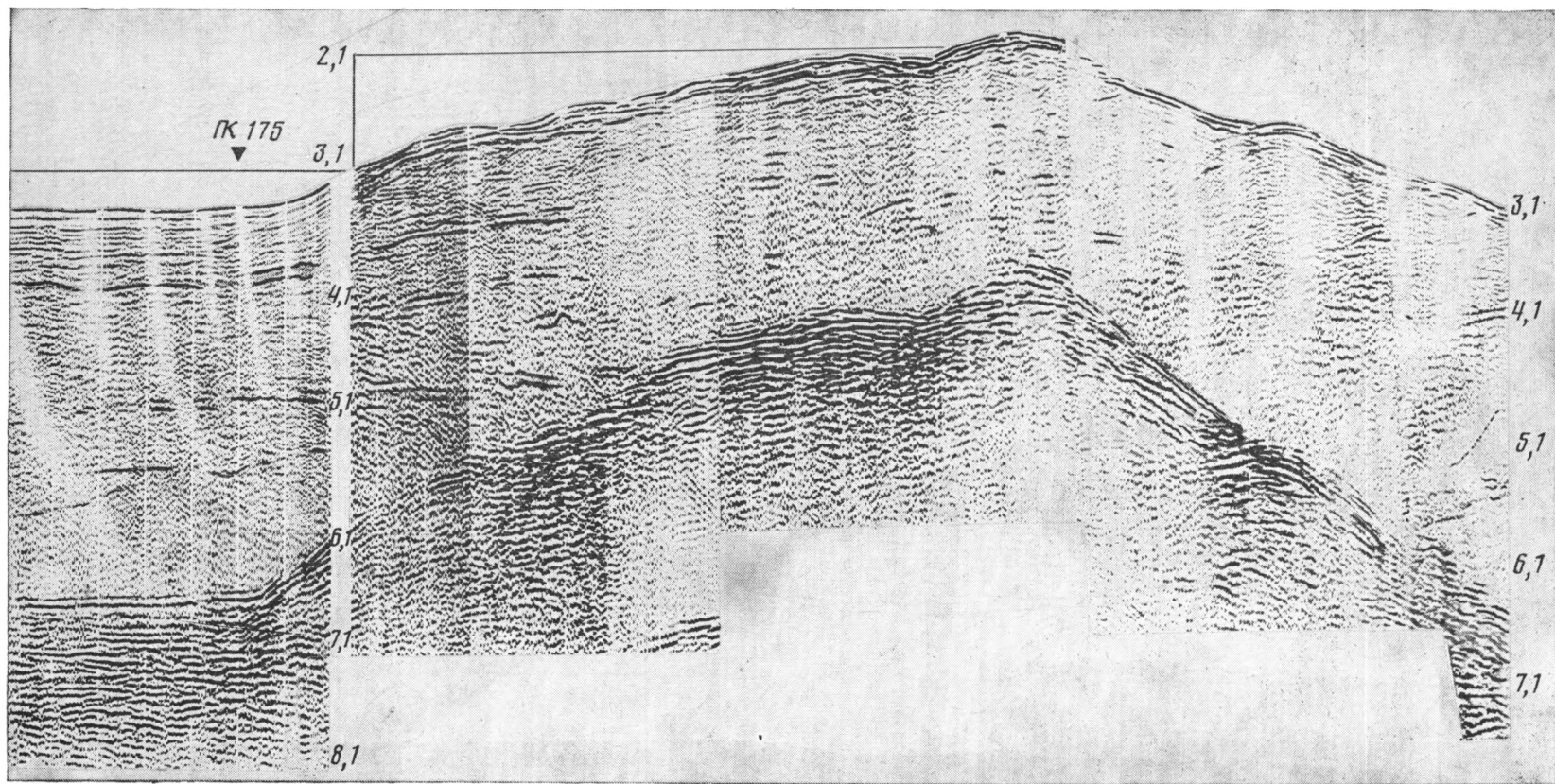


Рис. 36.

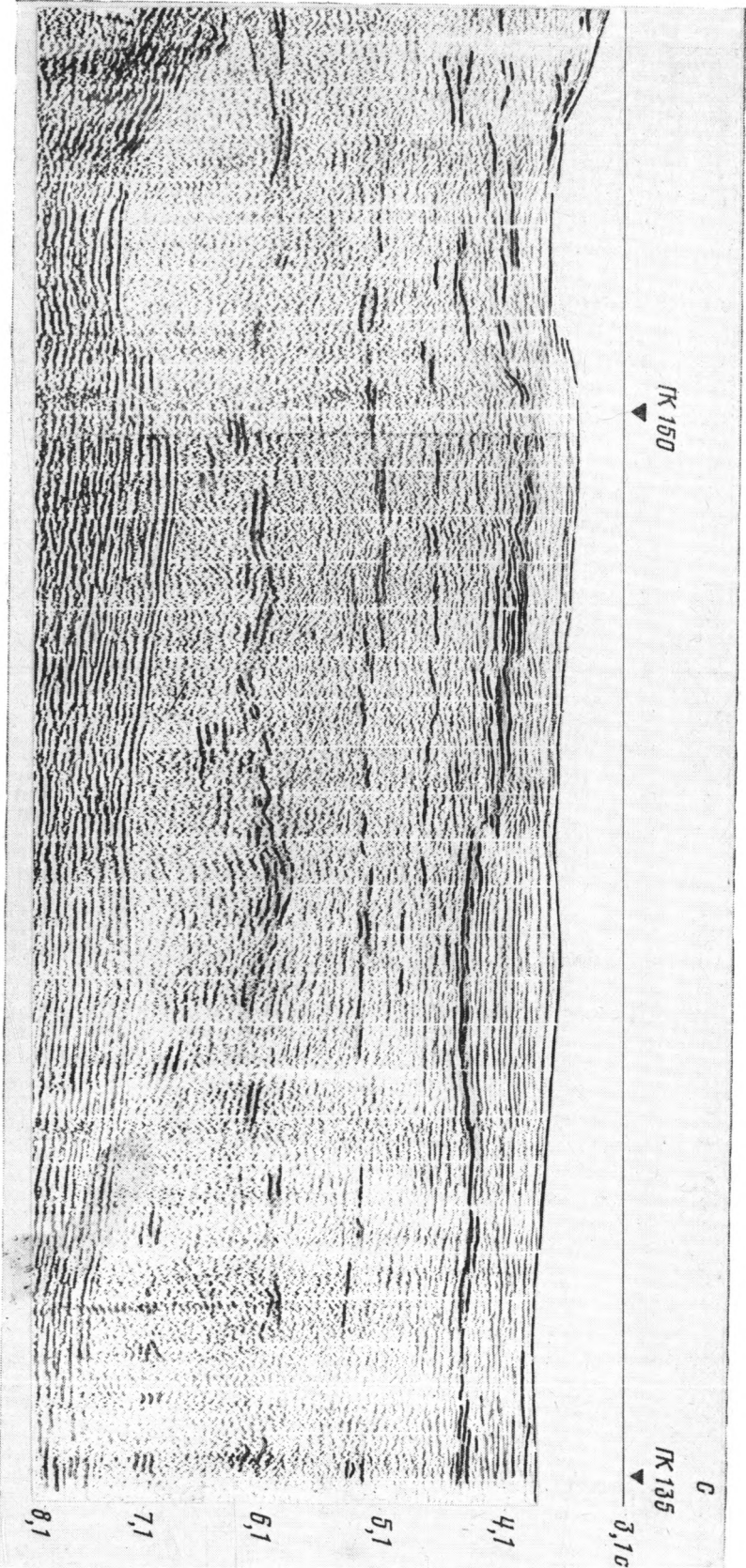


Fig. 36.

щих площадки протяженностью до 5 км дифрагированных волн с большими скоростями (пологие ветви). Подошва этой толщи выделяется условным горизонтом № 4, проведенным по серии отражающих площадок длиной до 3—5 км. Мощность этой толщи плавно увеличивается с 1,5 (ПК 5) до 5 км (ПК 85).

Пятая серия низкочастотных интенсивных отражений на временах 8,5—10,0 с образуется на разрезе отдельные отражающие площадки протяженностью не более 3,0 км. По наиболее интенсивным низкочастотным отражениям и наиболее протяженным площадкам удалось построить условную границу № 5, которая отличается резким изменением гипсометрического уровня с перепадами глубин до 5 км на интервале 10—15 км. Судя по низкочастотному составу отражений и их высокой интенсивности, данную границу можно отождествлять с границей М. Скорости ОВ этой толщи изменяются в широких пределах от 6 до 8 км/с, при средних значениях 7,5—7,6 км/с.

Наблюдается быстрое погружение границы М в южном направлении с 12,0 (ПК 0) до 15 км (ПК 70). В интервале ПК 8, 17, 53 наблюдается разрыв корреляции границ № 3, 4, 5 (зоны нарушений), связанный, вероятно, со сбросами и интрузиями глубинных пород. Интересно, что в верхних сериях (№ 1, 2) в таких зонах отмечаются обратные (встречные) наклоны отражающих границ, оконтуривающие гетерогенные тела в верхних слоях.

В центральной части профиля (ПК 95—250) в общих чертах волновая картина остается без изменений, хотя и значительно усложняется. Однако здесь появляются обширные зоны гетерогенности в центральной части профиля (ПК 150—175) и по периферии (ПК 96—105, ПК 120, ПК 225, ПК 240, ПК 250), где поднятия в рельефе дна сопровождаются изменением характера волновой картины, так что не удастся выделить четко вторую и нижележащие серии ОВ, и, начиная с 2 с после дна, вступают отдельные ОВ, образующие короткие площадки протяженностью 1—3 км. Эти зоны при тщательной интерпретации по специальной методике [2, 3] удастся расшифровать как серии ступенчатых сбросов, сопровождающихся обратным падением отражающих границ и интенсивными ДВ. Внутри этих зон (ПК 240—250, ПК 225, 150—170, ПК 100, ПК 125) выделяются отдельные границы, которые можно условно связать с прилегающими отражающими горизонтами, что приводит к резким прогибам при построении разреза. Такие границы оконтуривают гетерогенные включения и их отдельные элементы, в основном тела типа даек. Мощность слоев увеличивается соответственно: I—до 1,5 км; II А до 2 км; II Б—до 1,5 км; III А—до 3 км и III Б—до 4 км. Границу М на глубине 12 км и ниже проследить не удастся.

В южной части профиля (ПК 250—300) волновая картина весьма характерна для зоны резкого перехода (эскарпа—многоступенчатого сброса) к глубоководной океанской котловине. В этой зоне (ПК 250—275) на фоне интенсивных ДВ выделяются четыре группы ОВ на временах 5,1—5,5 с; 5,5—6,5 с; 6,5—7,5 с; 7,5—8,5 с, которые соответственно могут быть отнесены к 3, 4 и 5 сериям ОВ, описанным для северной части профиля. Однако здесь отсутствует первая группа волн, характерная для осадочной толщи, а группы 2, 3 подходят непосредственно к поверхности дна океана (ПК 250—275). Мощность осадочной толщи здесь меньше разрешающей способности ГСП—МОВ². Мощность слоя II А здесь составляет 1,0—1,5 км, II Б—1, III А—2, III Б—2,5—3 км, увеличиваясь к северу в 1,5 раза на интервале 25 км (рис. 3, в, 5).

В зоне глубоководной котловины Тихого океана (ПК 275—300) четко выделяются 1, 3, 4, 5 (серии) ОВ. Мощность слоев, соответствующих этим сериям ОВ, составляет: I слоя—0,6—0,8 км; II—1,0—1,2 км; III А—2—2,5 км и III В—3,5—4,0 км, увеличиваясь к северу по мере приближения к подножию возвышенности Хесса (Южному эскарпу).

² Специальной обработкой на ЭВМ установлено наличие здесь осадков мощностью ≤ 100 м.

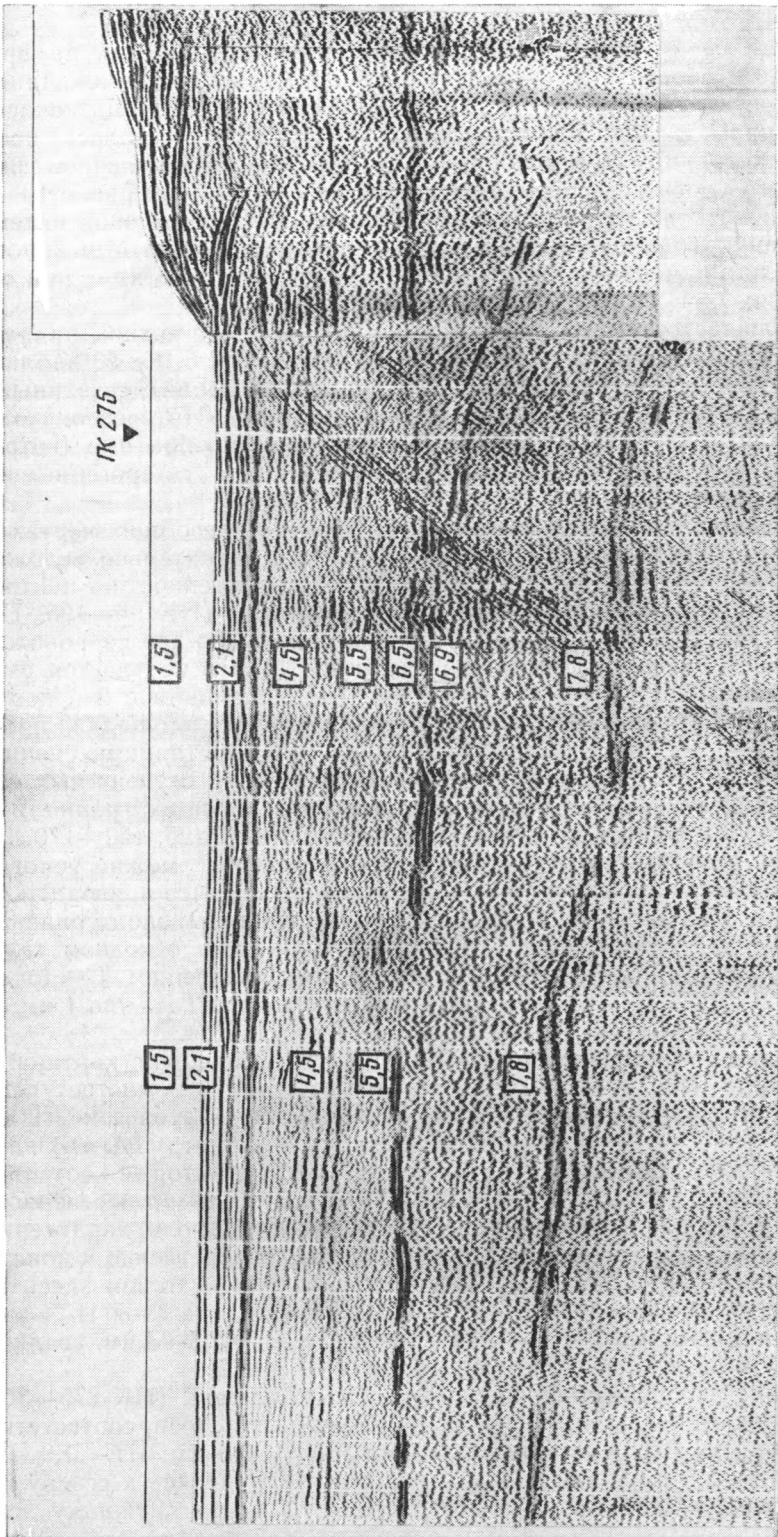


Рис. 3в.

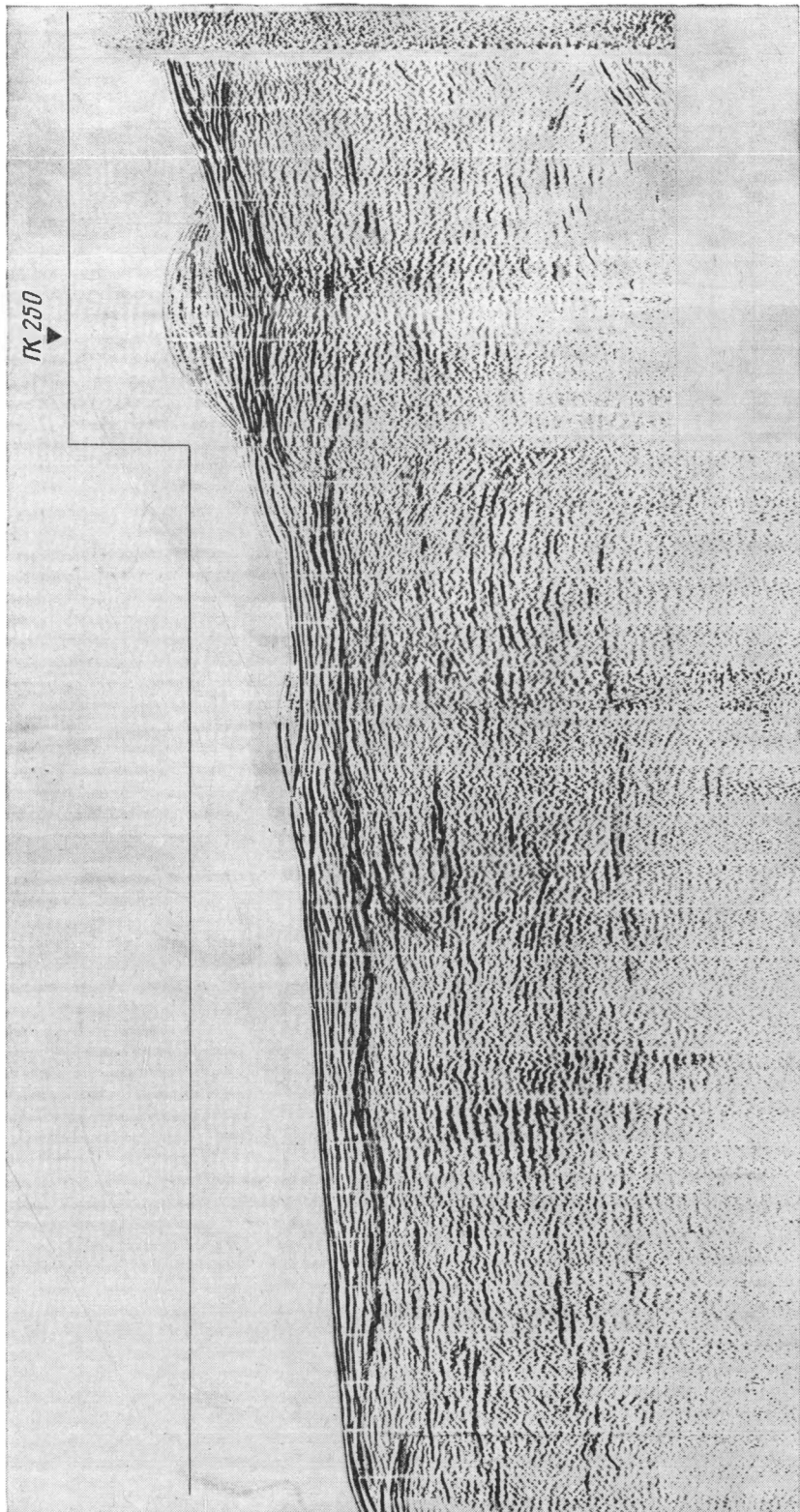


Рис. 3в.

HO
PK 300

C
PK 275

сек

60

70

80

90

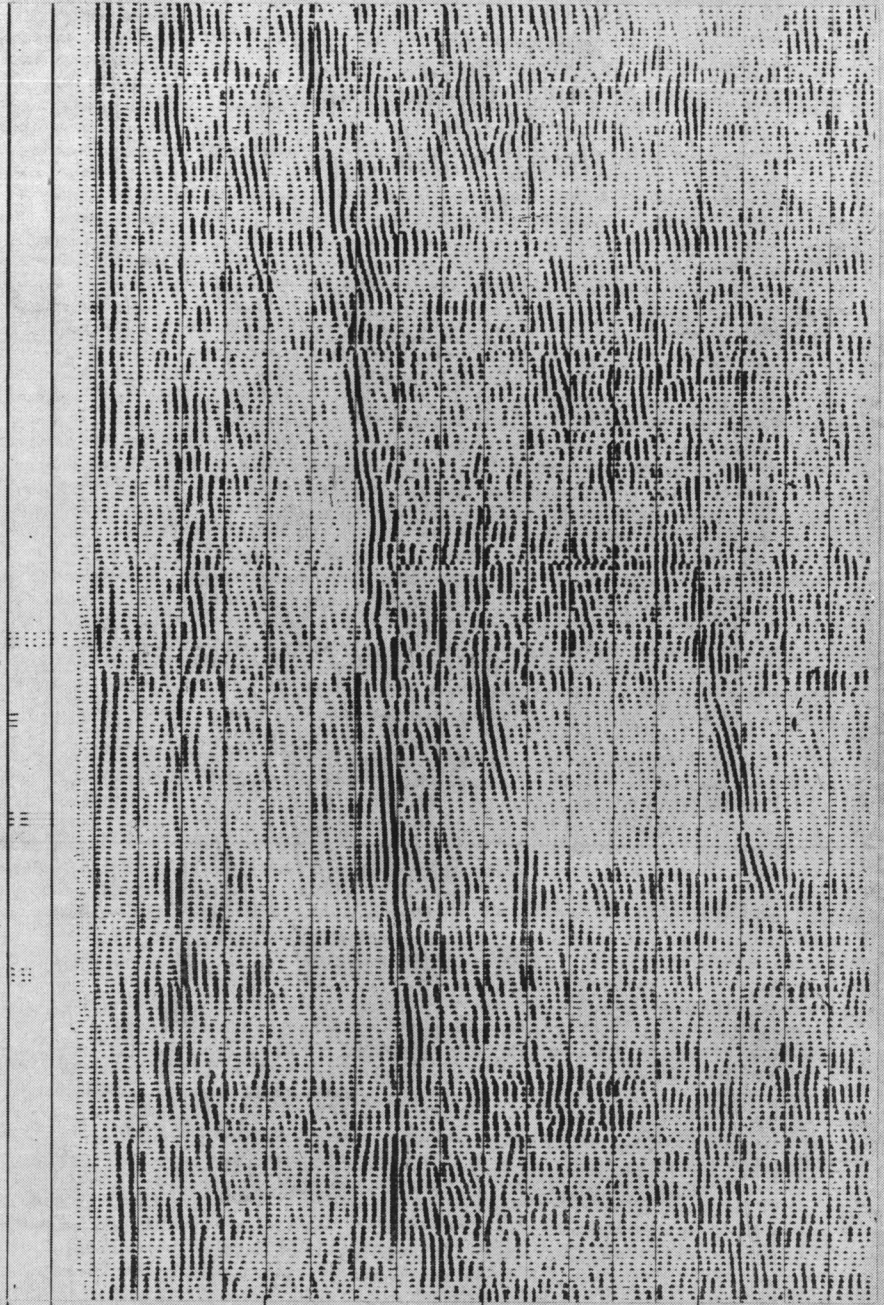
I

II

III_a

III_b

IV



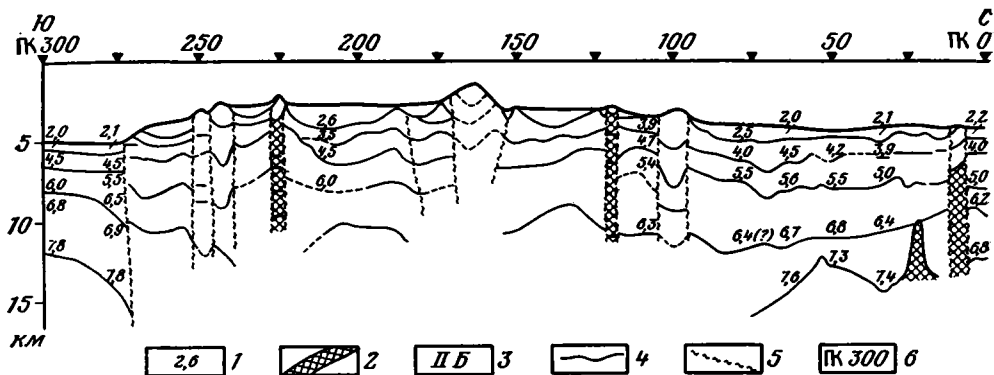


Рис. 5. Схематизированный сейсмогеологический разрез по профилю ГМП — МОВ
 1 — пластовая скорость в кмс⁻¹, 2 — зоны нарушений, сопровождающиеся интрузиями, 3 — слой II Б, 4 — условный отражающий горизонт № 1, 5 — предполагаемые борта структур проседания, 6 — пикетаж в км (275 км от начала профиля)

Граница М, выраженная четкими вступлениями низкочастотных отражений, погружается с 12 (ПК 300) до 15 км (ПК 275) и далее не прослеживается под мощной толщей пород II и III слоев, вскрытая мощность которой в зоне эскарпа составляет 6 км (рис. 4, 5).

Таким образом, сейсмический разрез ГСП—МОВ на данном этапе обработки отличается сложностью (особенно в зонах нарушений) и неоднозначностью интерпретации в зонах интенсивной интерференции отраженных и дифрагированных волн. Однако в главных чертах особенности строения земной коры возвышенности Хесса (геометрия слоев и их скоростные характеристики) выяснить удается, что позволило построить схематизированный сейсмогеологический разрез (см. рис. 5). Обоснованность схематизированного сейсмогеологического разреза, по данным ГСП—МОВ, особенно наглядно подтверждается результатом выполнения полной обработки сейсмических данных на ЭВМ, включая процедуру миграции [23], на участке профиля ПК 275—300, где четко прослеживается погружение границы М под толщи II и III слоев возвышенности Хесса (см. рис. 4).

ОПИСАНИЕ СТРУКТУР

Профиль ГСП—МОВ пересекает три морфоструктурных элемента: северный склон и куполовидное поднятие в пределах возвышенности, часть глубоководной котловины. Каждому из них свойственны свои глубины и характерные морфологические черты строения поверхности. Соответственно меняются и волновые характеристики сейсмического поля, отражающие индивидуальность глубинного строения (см. рис. 5).

Первая структурная зона (ПК 0—95) является северным пологим склоном возвышенности Хесса с относительно слабо расчлененным рельефом и глубинами океана около 4 км. Здесь земная кора имеет мощность до 10 км и характеризуется дальнейшим увеличением мощности к югу и некоторой раздробленностью. От описываемой ниже центральной структурной зоны впадина отделена зоной дислокаций (ПК 95—105). Первый, или осадочный, слой в пределах северного склона имеет почти сплошное распространение и мощности от 0,4 до 1 км. Максимальные мощности отложений приходятся на подножие возвышенности, расположенной южнее, и два прогиба кровли второго слоя. Эти отложения выклиниваются в местах выступов акустического основания (ПК 7—10).

Второй слой имеет общую мощность около 3 км при двухъярусном

Рис. 4. Пример окончательной доработки данных ГСП — МОВ после выполнения процедуры migration (по Clearbout, 1977) на участке профиля ПК 300—275 (рис. 3, в)
 I — первый слой — пластовая скорость $v_{пл}$ 1,8—2,2 кмс⁻¹; II — второй слой $v_{пл}$ — 4,5—5,8 кмс⁻¹; III — третий слой $v_{пл}$ — 6,0—7,8 кмс⁻¹; IV — слой $v_{пл}$ — 7,8—8,2 кмс⁻¹

строении и характеризуется относительной выдержанностью мощностей. Здесь видны в общем пологие конформные деформации слоев, их подъем в сторону поднятия. Интенсивные дифракции указывают на наличие разрывных дислокаций внутри второго слоя.

Третий слой также имеет двучленное строение и несколько промежуточных отражающих поверхностей. Верхняя часть резко уменьшается в мощности в северном направлении от 5 до 2 км. Нижняя часть сильно расчленена, вероятно, за счет мантийных интрузий, которым в более высоких горизонтах отвечают серии приинтрузивных дислокаций в толще второго и третьего слоев. В нижней части третьего слоя колебания мощностей достигают от 1 до 4 км. Граница М резко погружается к югу в сторону поднятия, образуя крутые флексуры.

Центральная структурная зона Хесса (ПК 95—250) характеризуется симметрией строения относительно центрального купола (банка Меллиш, ПК 163) и, очевидно, представляет собой крупное вулcano-плутоническое поднятие, характеризующееся утолщением всех слоев земной коры. Верхний осадочный слой имеет существенно увеличенные мощности. Распределен он неравномерно и достигает максимальных мощностей до 2 км в местах значительного проседания кровли второго слоя, существенно сглаживая структуры фундамента. Глубоководные скважины, расположенные вблизи профиля (465, 466), показывают наличие здесь значительного количества карбонатной составляющей в строении разреза, наличие перерывов и присутствие перемытого карбонатного и вулcano-терригенного материала [12]. Это свидетельствует о значительно более мелководной обстановке осадконакопления в начале кайнозоя и проявлении сложных дифференцированных тектонических движений в процессе формирования этой структуры [18].

Второй слой характеризуется сложным строением, судя по отражающим свойствам, здесь появляется новый слой (II А), который имеет ограниченное развитие и появляется только в районе центрального купола (ПК 160—170) и на плечах описываемой структурной зоны (ПК 95—105; ПК 118—123; ПК 222—227; ПК 240—253), имея мощности до 1,5 км. Судя по гетерогенности отражающих границ и значительной акустической жесткости его кровли в местах выхода на поверхность дна (ПК 100, 120, 163, 225, 243, 250), он может быть представлен коралловыми постройками или вулcanoгенным материалом, слагающим вершины вулканических поднятий и центральный купол — банку Меллиш. Они, очевидно, возникли вдоль крупных глубинных зон проницаемости океанической земной коры, образовавшихся в результате последовательного, телескопированного проседания центрального купола. Слой II А имеет резко изменчивые мощности — от 1,4 до 2,5 км и характеризуется линзовидностью отражающих тел протяженностью до 10—15 км. Он выходит на поверхность (или подходит близко к поверхности) в центре и на плечах описываемой структурной зоны. Судя по данным глубоководного бурения (скв. 465), кровля этого слоя представлена сильнопористыми измененными субщелочными и щелочными базальтами, которые несут следы субаэральной красноцветной закалки [12]. Данные драгирования, проведенного в 23-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев», района Южного эскарпа (ПК 265—275) (каньона Хесса) в пределах этой возвышенности показывают наличие мощного разреза таких базальтов и их пирокластики, которые, очевидно, и характеризуют состав верхней части второго слоя [19]. Нижняя часть второго слоя характеризуется меньшей расслоенностью и более выдержанными мощностями в пределах 1—2 км. Судя по акустическим жесткостям и пластовым скоростям, здесь большую роль в строении разреза могут играть плотные эффузивные и интрузивные породы. Залегание пород второго слоя конформное, что, очевидно, свидетельствует о едином плане дислокаций.

Третий слой также имеет двухъярусное строение в этой зоне и характеризуется мощностями от 5 до 10 км. Судя по отсутствию конформности слоев, линзовидности и наличию промежуточных отражающих горизонтов, верхняя часть третьего слоя может быть сложена метаморфизован-

ными и дислоцированными вулканогенными образованиями. Нижняя часть третьего слоя монолитна и разбита дискретными блоками. Граница М в этой зоне не обнаружена. Она находится на глубине больше 15 км от поверхности моря. Видимая мощность земной коры здесь составляет 12—13 км.

Разрез глубоководной котловины (ПК 275—300) имеет типичные черты строения, характерные для океанической земной коры с разделением на обычные основные слои. Осадочный слой (первый) характеризуется уменьшением мощности с удалением от возвышенности от 1 до 0,5 км. Судя по акустическим характеристикам и по характеру прослеживания границ, он представлен пелагическими осадками.

Второй слой имеет четкую слоистость и разделен зонами нарушений на блоки (линзы) протяженностью 7—10 км. Мощность второго слоя 1,5 км с незначительным утолщением и наклоном в сторону возвышенности.

Слой III А представляет собой более гомогенную толщу, мощность которой увеличивается при приближении к структуре возвышенности с 1,5 (ПК 300) до 3 км (ПК 275).

Слой III Б имеет мощность 4—5 км и характеризуется относительной сейсмической однородностью, блоковым строением, со средней величиной размеров блоков до 5 км.

Граница М резко и довольно отчетливо погружается в сторону возвышенности от 12 до 15 км, образуя пологую флексуру. Общая мощность твердой коры 7—9 км.

Сочленение глубоководной котловины и структуры возвышенности резко и очевидно проходит по серии разломов, образующих отчетливые ступенчатые эскарпы. В их пределах на поверхности дна обнажаются породы нижних слоев II А и II Б (ПК 265—275). Судя по резким изменениям мощности слоев в зоне сочленения структур впадины и возвышенности и по наличию обратных падений в пределах последней, здесь, возможно, имеют место взбросы и надвиги пород возвышенности в сторону впадины.

ОБСУЖДЕНИЕ МАТЕРИАЛОВ

По данным ГСП—МОВ, от обычного разреза земной коры океанических котловин земная кора возвышенности Хесса отличается прежде всего увеличенной по меньшей мере в 2 раза мощностью. Увеличение мощности происходит за счет как второго, так и третьего слоев и появления в них дополнительных горизонтов. Погружение поверхности Мохо под поднятие Хесса с примечательным флексуорообразным изгибом может быть логическим следствием изостатического опускания за счет нагрузки массива поднятия. В этом отношении оно выступает как дополнительная масса материала, как бы «насаженного» на океаническую кору. Лучше всего интерпретировать поднятие Хесса как вулканический массив. Вулканическая природа подтверждается глубоководным бурением и данными драгирования, обнаружившими субщелочные базальты [12, 19]. Обращает на себя внимание симметрия в строении изученного участка возвышенности Хесса: центральный купол, окаймленный по краям двумя депрессиями и, затем, зонами нарушений с видимыми элементами проседания. Возможно, такая структура отражает громадную кальдеру обрушения вулканической постройки.

Зоны нарушений, судя по акустическим характеристикам и геометрии отражающих границ, представляют собой разломы ограничения кальдеры, да и всей постройки, вдоль которых происходило смещение всех слоев земной коры и также проникновение магмы. Часть из этих разломов, вероятно, были активны длительное время. Куполовидные структуры, возвышающиеся над зонами нарушений и практически лишённые осадочного чехла, могут трактоваться двояко: либо как более молодые вулканические формы, либо как древние коралловые постройки. В любом случае под ними происходит синклинальное погружение слоев коры, которое можно интерпретировать как прогибание под нагрузкой.

Облекание базальтового фундамента осадочным чехлом свидетельствует о том, что формирование вулканического массива возвышенности Хесса и тектоническая активность внутри него закончились до начала отложения осадков. Базальты несут явные признаки излияния в субаэральных условиях, о чем говорят материалы бурения и драгировок. Их возраст является нижнемеловым (альбским). За это время (около 100 млн. лет) поднятие Хесса погрузилось на 1,4—2,6 км. Заметим, что в соответствии с законом Слейтера — Сорохтина [21] именно на эту величину должен опуститься участок дна океана за данный промежуток времени в 100—110 млн. лет, если он находится на дневной поверхности в момент своего образования. Возникнув в раннем мелу, вулканический массив поднятия Хесса испытывал погружение, лишь местами, возможно, осложненное оживлением прежних разломных зон.

Таким образом, возвышенность Хесса представляет собой вулканотектоническое поднятие. С точки зрения одного из авторов (О. А. Шмидт) это поднятие, как и другие поднятия в западной части Тихого океана, обладающие аномально мощной океанической корой, есть основания рассматривать как сравнительно крупные блоки — останцы древней океанической коры, рассредоточенные в пределах площадей дна, характеризующихся рассеянным спредингом. Они окружены тонкой и относительно более молодой корой ложа океана. Аргументация этого состоит в следующем: большая мощность и сложное строение второго и третьего слоев земной коры поднятий, характер деформаций, в особенности наклонных разрывов, по которым возможны надвиги, структурное оформление поднятия до отложения осадков, специфический магматизм (развитие щелочных базальтов), особенности магнитного поля. При этом принимается во внимание также древний возраст Тихого океана, превышающий 1 млрд. лет [17].

Другой автор (Л. П. Зоненшайн) придерживается иной точки зрения. Океаническое ложе, по его мнению, окружающее поднятие Хесса, попадает в зону спокойного магнитного поля, т. е. имеет примерно тот же или чуть более древний возраст, что и сам вулканический массив — 100—110 млн. лет [5]. Следовательно, поднятие Хесса формировалось вблизи зоны спрединга. На меловой палеобатиметрической реконструкции [20] видно, что поднятие Хесса располагалось в экваториальной зоне Тихого океана вблизи тройного сочленения срединных хребтов, разделявших литосферные плиты Тихоокеанскую, Кула и Фаралон. В поздней юре такое же положение занимало поднятие Шатского, которое по своей структуре во многом аналогично поднятию Хесса, являясь лишь более ранним образованием [8, 9, 12].

Если искать аналогии в современных структурах, то лучше всего поднятие Хесса может быть сравнено с вулканическим массивом Азорских островов. Азорские острова, как и поднятие Хесса, имеют щелочную тенденцию вулканизма, излияния там происходят в наземных условиях, а само поднятие Азорских островов находится в районе тройного сочленения Евразийской, Северо-Американской и Африканской плит [5].

Подобная приуроченность вулканических поднятий к районам тройного расчленения границ литосферных плит, конечно, не случайна и может быть обусловлена особенностями кинематики зрелых конструктивных границ литосферных плит в окрестностях тройных сочленений, где океанская кора формируется не в узкой линейной зоне, а в пределах широкой площади [14, 15].

Еще одним объяснением генезиса возвышенности Хесса является предположение о горизонтальном сжатии структур с образованием серии чешуй, перемещающихся по пологим надвигам, т. е. процессом тектонического скупивания [16, 18].

Однако на данном этапе обработки и интерпретации материалов ГСП—МОВ установить наличие структур сжатия в разрезе земной коры собственно возвышенности Хесса нам не удалось.

Единственным местом, где возможно предполагать наличие структур сжатия (срыва), является зона перехода от возвышенности к котловине,

южнее каньона Хесса (ПК 260—275), которую можно трактовать как зону надвига возвышенности на котловину на уровне нижней части второго и третьего слоев земной коры, вызывающего появление крутых флексур во втором и третьем слоях южного эскарпа в доальбское время.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Данные глубинного сейсмического профилирования (ГСП—МОВ) позволили изучить строение земной коры и структуру возвышенности Хесса в южной части.

Результаты обработки и интерпретации материалов ГСП—МОВ позволили установить аномальную (до 15 км и более) мощность земной коры возвышенности Хесса, вызванную утолщением первого и раздутием второго и в основном третьего слоев земной коры, появлением в их толще новых слоев (II А, Б; III А, Б).

Особенности структурных форм границ, обнаружение симметрии строения и флексурного изгиба границы Мохо под возвышенность Хесса могут быть следствием изостатического опускания за счет нагрузки массива вулканического поднятия.

С этих позиций можно интерпретировать возвышенность Хесса как вулканический массив, вулканическая природа которого подтверждается обнаружением щелочных базальтов глубоководным бурением [12] и драгированием [19].

Симметрия в строении изученного участка, наличие центрального купола, окаймленного депрессиями и затем зонами нарушений, отражает, вероятно, громадную кальдеру обрушения вулканической постройки.

Облекание базальтового фундамента осадками свидетельствует о формировании вулканического массива возвышенности Хесса до осадконакопления.

Возраст формирования возвышенности Хесса определяется как альбский (100—110 млн. лет), что вместе с анализом мощности и структуры слоев земной коры, палеоглубин, спокойного магнитного поля мезозойского периода времени, субаэральных щелочных и субщелочных базальтов и известняковых (возможно, коралловых построек) на вершинах вулканических поднятий позволяет предполагать, что возвышенность Хесса была сформирована в альбское время в экваториальной зоне Тихого океана в области тройного сочленения границ литосферных плит Кула, Тихоокеанской и Фаралон.

Литература

1. *Воюцкий В. С.* Метод и аппаратура асинхронного накопления сейсмических сигналов.— Изв. АН СССР. Сер. геофизическая, 1964, № 11, с. 115.
2. *Гольцман Ф. М.* Статистические модели интерпретации. М.: Наука, 1971, с. 327.
3. *Гельцинский Б. Я., Караев Н. А., Коган Л. А.* Теоретико-модельные исследования волновых полей, образующихся в гетерогенных системах (сейсмические модели сложно дислоцированных толщ пород)— В сб.: Региональная и разведочная геофизика, № 11. М.: ВИЭМС, 1977, с. 1—35.
4. *Ельников И. Н., Балашканд М. И., Акентьев Л. Г., Щиплецов Г. Н.* Пневматический источник ПИ-5 — низкочастотный излучатель сейсмических волн.— В сб.: Геолого-геофизические исследования Средиземного и Черного морей. М.: Наука, 1979, с. 198—204.
5. *Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А.* Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979, с. 311.
6. *Коган Л. И.* Автоматизация сбора и обработки информации морских геофизических исследований.— В сб.: Гидрологические и геологические исследования Средиземного и Черного морей. М.: Наука, 1975, с. 205—221.
7. *Коган Л. И.* Опыт применения асинхронного накопления сейсмических сигналов в морской сейсморазведке.— В сб.: Морская геология и геофизика, № 2, М.: ВИЭМС, 1976, с. 10—17.
8. *Коган Л. И., Ельников И. Н.* Строение возвышенности Шатского по данным глубинного сейсмического профилирования МОВ.— Тез. докл. Современные проблемы морской геологии, т. 3. М.: Наука, 1980, с. 67—69.
9. *Коган Л. И., Ельников И. Н., Зоненшайн Л. П., Шмидт О. А.* Строение и микроструктура земной коры возвышенности Шатского. Тез. докл.— В сб.: Геология дна океанов по данным глубоководного бурения. М.: Наука, 1981, с. 119—120.

10. Коган Л. И., Миловицкий Я. П., Удинцев Г. Б. Глубинное сейсмическое профилирование методом отраженных волн (ГСП — МОВ) при исследовании строения земной коры океанов.— В сб.: Прикладная геофизика, № 86. М.: Недра, 1977, с. 71—86.
11. Коган Л. И., Миронов Ю. В., Симоновский В. Л., Франк Е. Б. Судовая автоматизированная система сбора данных для морских геофизических исследований «ГРАД».— Океанология, 1976, т. XVI, № 3, с. 531—537.
12. Копорулин В. И. Древние острова Тихого океана.— Природа, 1979, № 7, с. 35—36.
13. Мистрюков Ю. М. и др. Морские геофизические исследования. М.: Недра, 1977, с. 375.
14. Мирлин Е. Г. О природе горячих точек.— Докл. АН СССР, 1979, т. 248, № 1, с. 181—184.
15. Мирлин Е. Г. Эволюция конструктивных границ литосферных плит: Автореф. докт. дис. М.: Ин-т океанологии им. П. П. Ширшова, 1980, с. 34.
16. Пейве А. В., Яншин А. Л., Зоненшайн Л. П. и др. Становление континентальной земной коры Северной Евразии.— Геотектоника, 1976, № 5, с. 6—23.
17. Пушаровский Ю. М. Происхождение Тихого океана.— Природа, 1979, № 8, с. 38—43.
18. Пушаровский Ю. М., Меланхолина Е. Н. Тектоника северо-запада Тихого океана.— Геотектоника, 1981, № 1, с. 5—18.
19. Рудник Г. Б., Меланхолина Е. Н., Кудрявцев Д. И. и др. Изверженные породы, драгированные в 21 и 23 рейсах НИС «Дмитрий Менделеев» в северо-западной части Тихого океана.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 11, 1981, с. 21—33.
20. Савостин Л. А., Зоненшайн Л. П., Сорохтин О. Г. Палеобатиметрия Мирового океана в позднем мелу.— Океанология, 1981, № 5, с. 871.
21. Сорохтин О. Г. Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 1974, с. 185.
22. Цифровая обработка сейсмических данных. Ред. Козлов Е. А. М.: Недра, 1973, с. 312.
23. *Clearbout Jon. F.* Fundamentals of Geophysical Data Processing, № 4. USA. 1977, p. 274.

Институт океанологии АН СССР
им. П. П. Ширшова
Геологический институт
АН СССР

УДК 551.242.2(267.5)

И Ш У Т И Н В. В.

КРАСНОМОРСКИЙ РИФТ И ЕГО РОЛЬ В РАЗМЕЩЕНИИ ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВОГО ОРУДЕНЕНИЯ

К разломам северо-западного простирания на территории западного борта Красноморского рифта приурочены железо-марганцевые месторождения, которые представлены крутопадающими рудными телами линейного типа. Отмеченные разломы трассируются в направлении осевого трога Красноморского рифта, где установлено присутствие металлоносных осадков, обязанных своим происхождением горячим рассолам. Присутствие в пределах западного борта Красноморского рифта раздвиговых структур, нарушивших сплошность пород плейстоценового возраста, свидетельствует о молодости тектонических движений, активно проявившихся не только в его осевой зоне, но и в краевых частях рифтовой долины.

Красноморский рифт представляет собой одновременно структуру типичную и уникальную. Обладая всеми признаками рифтовых структур Земли, он в то же время отличается от других континентальных рифтов двумя главными особенностями. Одна из них определяется отсутствием гранитного слоя в осевом троге рифта и внедрением по зоне раздвига базальтовых расплавов, т. е. сменой континентального рифтообразования океаническим. Вторая обусловлена поступлением в его осевой трог высокотемпературных рассолов, содержащих тяжелые металлы. Эти обстоятельства на протяжении последнего десятилетия послужили поводом для повышенного интереса к Красноморскому рифту, являющемуся благоприятным объектом для изучения процессов рифтогенеза и связанного с ним рудообразования.

К настоящему времени по Красноморскому рифту и его обрамлению проведен широкий комплекс геолого-геофизических исследований. Данная статья основана на анализе опубликованных литературных данных.

Геологическое строение Красноморского рифта рассмотрено в многочисленных публикациях советских [2, 5, 7—9] и зарубежных исследователей [11, 17, 20]. В связи с этим в настоящей статье приводятся лишь краткие сведения о геологии и структуре рифта, необходимые для объяснения закономерностей размещения железо-марганцевого оруденения.

Красноморский рифт представляет собой крупную линейную структуру субмеридионального простирания. На северо-западе он разделяется на Суэцкую и Левантинскую рифтовые зоны, а на юге соединяется с Афарской рифтовой впадиной. Последняя рассматривается как южное несколько приподнятое продолжение впадины Красного моря, с которой она имеет общий западный борт [7]. Внешними бортами рифта служат горные сооружения, отделяющиеся от морского берега узкими приморскими равнинами шириной от 20 до 50 км (рис. 1). В строении хребтов принимают участие средне- и позднепротерозойские складчатые комплексы. С рифеем и вендом здесь связаны покровные излияния эффузивов. Докембрийские комплексы прорваны интрузиями палеозойских гранитоидов (450 млн. лет). В мелу и палеогене формировались карбонатитовые массивы. В кайнозое, вплоть до антропогена, происходили излияния базальтовых лав. Впадина Красного моря выполнена неогеновыми и четвертичными морскими отложениями. Среди них наибольшую мощность имеют миоценовые соленосные образования (4—5 тыс. м). Вдоль современных береговых линий повсеместно развиты новейшие рифогенные коралловые известняки мощностью до 300 м.

Западная приморская равнина Красного моря, которая явилась основным объектом исследований, в структурном отношении представляет тектоническую ступень, сочленяющуюся с горным обрамлением по систе-

ме продольных разрывных нарушений — тыльному шву (рис. 2). Основанием равнины служат докембрийские кристаллические породы; их выровненная поверхность регионально наклонена в сторону моря. Эшелонированными сбросами приморская равнина разбита на ряд более узких тектонических ступеней, смещенных по вертикали друг относительно друга. Осадочный чехол представлен здесь прибрежно-морскими и континентальными образованиями неоген-четвертичного возраста.

Внутренний борт рифта, за пределами шельфовой зоны, в виде крупных террасовидных ступеней резко погружается в направлении глубо-

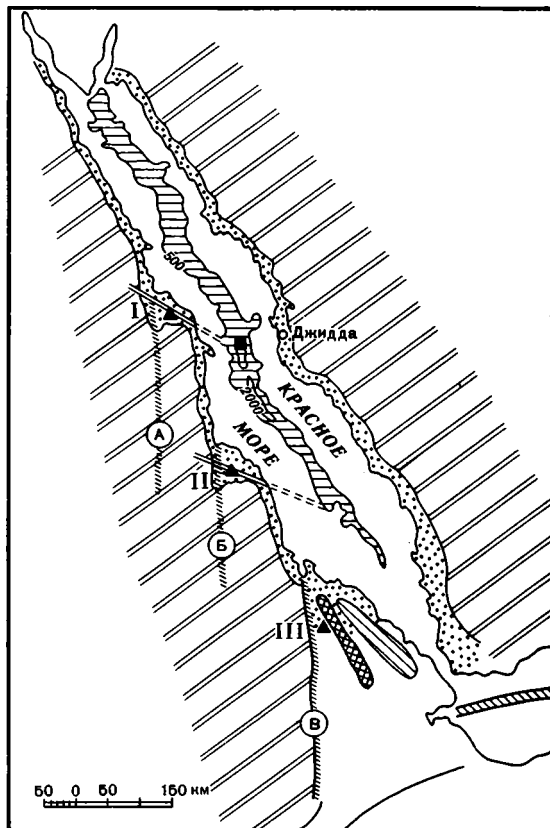
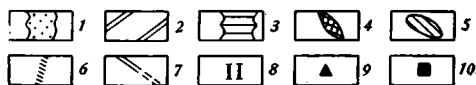


Рис. 1. Схема размещения железорудного оруденения на территории западного борта Красноморского рифта

1 — приморские равнины; 2 — горное обрамление; 3 — максимальные глубины Красного моря, совпадающие с зоной осевого трога рифта; 4 — Данакильский грабен; 5 — Данакильский горст; 6 — глубинные разломы (А — Диабский, Б — Баракский, В — Западно-Афарский); 7 — рудоконтролирующие разломы северо-западного простирания; 8 — рудоносные площади, соответствующие депрессиям (I — Халайбской, II — Токарской, III — Северо-Афарской); 9 — рудные поля; 10 — металлоносные осадки впадины Атлантик II



ководной части моря. Центральная часть рифта осложнена узким щелеобразным трогом (внутренний рифт) шириной 4—5 км, который ограничен краевыми сбросовыми уступами. В пределах внутренней зоны обособливается центральное поднятие, сложенное молодыми четвертичными базальтами. Внутри поднятия присутствует еще более узкая (0,5—1 км) экструзивная зона, осложненная вулканическими постройками с возрастом в сотни и первые тысячи лет. Внутри осевой зоны господствуют раздвиговые структуры с обилием зияющих трещин-гьяров [7].

Коленчатообразная структура западного борта Красноморского рифта обусловлена сочетанием крупных разломов меридионального и меньших по масштабам северо-западного и широтного простираний (см рис. 1). Меридиональные разломы, среди которых наиболее значительными являются Диабский, Баракский и Западно-Афарский, относятся к категории разломов глубинного заложения [8]. Северные окончания этих разломов примыкают к западному побережью Красного моря, к югу они находят свое продолжение в пределах обрамляющих его горных сооружений. Их северные части служат западным ограничением депрес-

сий, на территории которых приморская равнина, резко увеличиваясь в размерах, приобретает контуры клинообразных треугольников. Южным ограничением депрессий служат субширотные разломы. Своей юго-западной вершиной отмеченные депрессии глубоко вдаются в пределы горного обрамления, а на северо-востоке раскрываются в направлении морского побережья (см. рис. 1). Крупнейшей из них является Афарская депрессия. Севернее, на пересечении Баракским и Диабским разломами

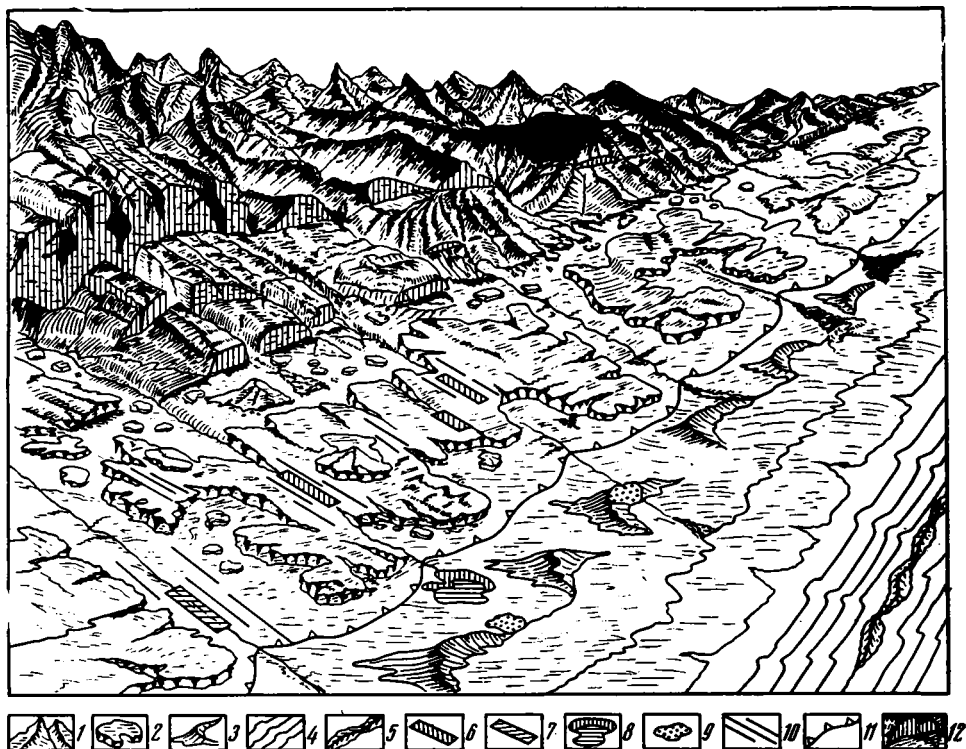


Рис. 2. Принципиальная геоморфологическая схема западной приморской равнины Красного моря

1 — горные сооружения; 2 — останцы гранитных массивов; 3 — древние береговые валы; 4 — акватория моря; 5 — барьерные рифы; 6 — крутопадающие рудные тела в кристаллических породах; 7 — крутопадающие рудные тела в осадочных породах; 8 — стратиформные железо-марганцевые рудопоявления; 9 — гнездообразные скопления марганца; 10 — дайки базальтов; 11 — граница выклинивания рифогенных образований; 12 — глубинные разломы (тыльный шов приморской равнины)

западного берега Красного моря, располагаются значительно меньшие по размерам Токарская и Халайбская депрессии. Некоторые исследователи на основании сравнительного анализа геофизических полей пришли к убеждению, что «малые» клинообразные депрессии напоминают в миниатюре «Афарский треугольник» [8].

Континентальная кора под Афарской депрессией с юга на север испытывает тенденцию к утонению, сокращаясь до минимума в Данакильском грабене [13]. По мнению А. В. Разваляева и В. П. Поникарова [16], ...в Афаре, особенно в его северной части (Данакильская впадина), океан «удался», но он проявился здесь в «сухопутном» варианте (стр. 13). И действительно, как отмечает Л. П. Зоненшайн и др. [7], ...общая форма Эфиопского рифта — его краевые сбросовые эскарпы, состоящие из каскада уступов, его осевая вулканическая зона (пояс Вонжи) с активным молодым, в том числе базальтовым вулканизмом и трещинным растяжением типа гьяров очень близка к генеральной морфологии рифта Красного моря [20].

В районе «малых» треугольных депрессий значения аномалий Буге также свидетельствуют о уменьшении мощности земной коры, однако

без полного выпадения «гранитного» слоя. Соизмеримость напряженности поля силы тяжести Токарской депрессии с теми участками Афара, где континентальная кора относительно утонена, а также общая тенденция к возрастанию значений интенсивности поля от западных и южных бортов этих впадин к побережью Красного моря свидетельствуют о дроблении и растяжении континентальной коры в районе Токарской депрессии. Геофизические поля Халайбской депрессии по своей интенсивности и рисунку аномалий характерны для зон, где континентальная кора испытывает слабое растяжение. По этим и ряду других геологических признаков можно считать, что Токарская и Халайбская депрессии напо-

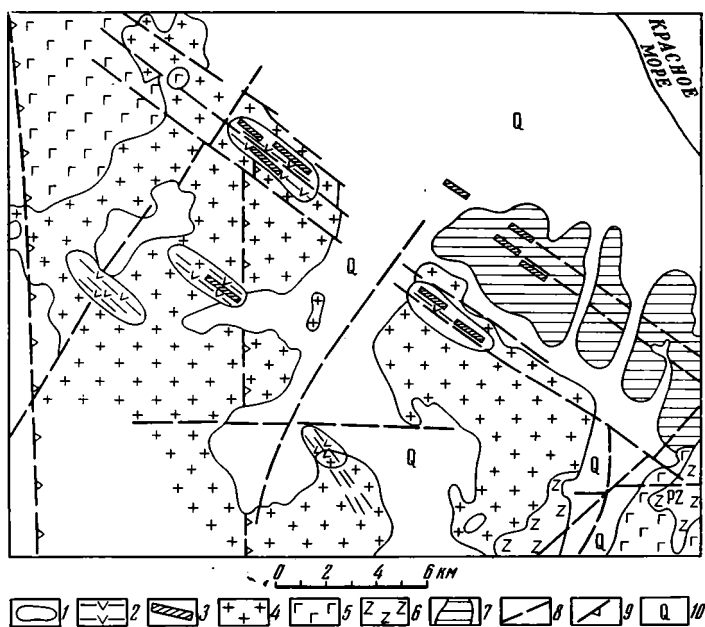


Рис. 3. Схематическая геологическая карта Халайбской депрессии с элементами железо-марганцевого оруденения. Фрагмент геологической карты заимствован из [19]

1 — контуры положительных магнитных аномалий; 2 — дайки базальтов; 3 — рудные тела; 4 — граниты; 5 — вулканогенные образования; 6 — габброиды; 7 — прибрежно-морские отложения неоген-четвертичного возраста; 8 — линии разломов; 9 — субмеридиональные разломы глубинного заложения; 10 — современные континентальные образования

минают Афарскую рифтовую впадину, но с меньшей выраженностью рифтогенных процессов. Это состояние выразилось здесь в образовании базальтовых даек поздней генерации, узких шовных грабенов и «рвов» неглубокого заложения, что, по-видимому, явилось следствием растяжения коры и затекания базальтов под Токарскую и Халайбскую депрессии по зонам глубинных разломов.

Присутствие в районе западного борта Красноморского рифта треугольных депрессий, характеризующихся различным уровнем океанизации континентальной коры, привело к своеобразному «расщеплению» его краевой части и появлению развивающихся, продольных систем «рифтов в рифте», впервые предложенных Г. Тазиевым для района Северного Афара [13]. Процесс затекания базальтов под треугольные депрессии, вероятно, осуществлялся не одновременно, а смещался во времени с юга на север.

Железо-марганцевая минерализация, достигающая в отдельных случаях промышленных концентраций, установлена в Халайбской, Токарской и Афарской депрессиях, а также в районе впадины Атлантис II, которая расположена в осевом тропе Красноморского рифта.

На территории Халайбской депрессии установлены два типа железомарганцевых месторождений. Первый из них тяготеет к тыльному шву приморской равнины, располагаясь на расстоянии 17—18 км от побережья Красного моря. Месторождения этого типа представлены вертикально падающими рудными телами, заполняющими раздвиговое пространство разломов северо-западного простирания. Мощность рудных тел достигает 12—14 м. Вмещающими породами для них служат крупнозернистые, желтовато-розовые граниты раннепалеозойского возраста (рис. 3). На контакте рудных тел с вмещающими их гранитами присутствует уплотненная спекшаяся корка мощностью до 2—3 см, широко развиты прожилки милонитизированных, кремнеподобных пород ярко-оранжевого цвета и афанитовой структуры. Прожилки и рудная масса вблизи контактных зон содержат многочисленные пустоты и жеоды размером от 3 до 7 см, стенки которых выполнены полупрозрачными, голубоватыми кристаллами кальцита. Внешняя поверхность жильных образований в зоне контакта с вмещающими породами покрыта твердой железистой коркой мощностью до 2—3 см. Околорудные изменения выражены слабо. Структура минеральных агрегатов, слагающих рудную массу, имеет грубозернистый характер. Рудные жилы представляют собой монолитные, сплошные тела. Вертикальный размах оруденения оценить трудно, так как днища заброшенных горных выработок на глубинах 10—16 м, покрыты обломками вмещающих рудные тела гранитов.

В восточной части Халайбской депрессии на расстоянии 7—8 км от берега моря присутствует еще ряд железомарганцевых месторождений. Они представлены вертикально падающими рудными телами, вмещающими породами для которых служат прибрежно-континентальные отложения плиоцен-четвертичного возраста. Рудные тела выполняют раздвиговые пространства разломов, секущих толщу осадочных пород. Последние представлены желтовато-серыми и зелеными глинами, содержащими пропластки ярко-желтых песков и гравелитов. На выработанных участках отчетливо видно, как вертикально падающее рудное тело сечет слоистость вмещающих пород. Морфология этих жильных образований отличается от строения рудных тел, расположенных в гранитах, где они представляют собой монолитные, однородные по структуре пласты. Здесь на отдельных участках наблюдаются раздувы, разветвление жил, появление маломощных прожилков и гнезд, выполненных марганцем. Характерных околорудных изменений нет. Образование жильных тел происходило по разломам северо-западного простирания, секущих толщу осадочных пород в пределах опущенного блока фундамента. Протяженность рудных тел не превышает 0,5—1 км при их ширине 12—16 м. При этом рудные тела не выклиниваются постепенно, а резко отсекаются по флангам разломами северо-западного простирания, имеющими, по-видимому, дорудное заложение. Выработанные участки представляют собой узкие, линейно-вытянутые вдоль разлома траншеи с вертикально падающими бортами (рис. 4). В отдельных случаях глубина их достигает 50—55 м. Мощность рудных тел в объеме выработанных участков в основном выдерживается.

Несмотря на кажущееся отличие, судя по комплексу морфоструктурных признаков, оба рассмотренных месторождения принадлежат к единому генетическому типу. Они обязаны своим происхождением восходящим гидротермальным растворам, циркуляция которых контролировалась системами разломов северо-западного простирания. Рудообразование происходило при низких температурах, о чем свидетельствуют слабо выраженные околорудные изменения в близповерхностных условиях путем выполнения открытых полостей, в частности раздвиговых пространств разломов.

Простирание вертикально падающих рудных тел и дайковых образований строго совпадает с направлением северо-западных разломов. К ряду из них приурочены рудопроявления марганца, чередующиеся с дайками базальтов. При этом как те, так и другие образования сохраняют линейность и единую мощность на протяжении 7—8 км. Участки

разломов, тяготеющие к береговой линии Красного моря, более обогащены рудным компонентом, а по мере приближения к тыльному шву приморской равнины — базальтами. На отдельных площадях, где присутствует рудная минерализация, резко увеличивается количество базальтовых даек, образующих систему параллельных друг другу жильных тел. Участки, где наблюдается сгущение даек базальтов, развиты спорадически, проявляясь в сглаженном рельефе приморской равнины в виде протяженных гребней. Они находят отчетливое отражение в магнитном поле, где им соответствуют линейные локальные аномалии северо-западного простирания (см. рис. 3). Дайки базальтов в магнитном поле наиболее четко выделяются на участках, где вмещающими породами для них слу-

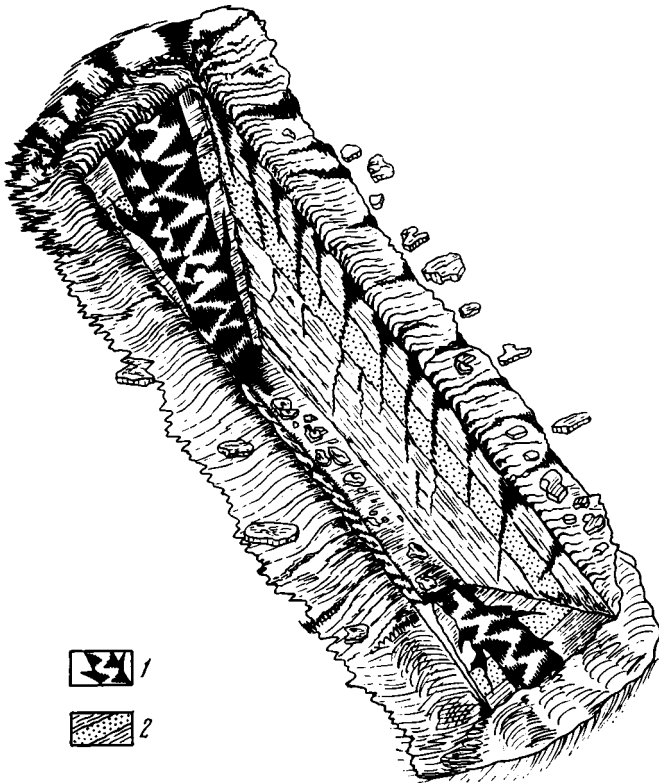


Рис. 4. Горная выработка железо-марганцевого месторождения
1 — рудное тело; 2 — осадочные образования, вмещающие рудное тело

жат граниты. Это явление связано с тем, что породы дайкового комплекса характеризуются значениями магнитной восприимчивости на порядок выше, чем вмещающие их граниты. Различный уровень магнитной восприимчивости этих образований обеспечивает уверенное выделение в магнитных полях пород дайкового комплекса совместно с участками железо-марганцевой минерализации.

Второй тип железо-марганцевых месторождений на территории Халайбской депрессии тяготеет к береговой зоне и носит характер межпластовых линзообразных тел, залегающих среди осадочных пород. Вмещающие их породы представлены темно-зелевыми глинами, желто-бурыми песками и гравелитами. Эти месторождения имеют типично стратиформный характер. Руды месторождений первого типа по отношению к рудам стратиформных месторождений являются более плотными, массивными. Оценить возрастное соотношение как тех, так и других месторождений весьма затруднительно из-за фациальной неоднородности вмещающих пород. Обращает на себя внимание состав минеральных ассоциаций, присутствующих в массе рудных тел месторождений обоих

типов. Помимо марганца и железа, доминирующих в процентном отношении, руды содержат цинк, свинец, серебро, молибден и таллий, т. е. ту группу тяжелых металлов, которая содержится в составе рассолов, поступающих в осевой трог Красноморского рифта [5, 12]. Однако этот состав не всегда остается постоянным. На одних рудопроявлениях он бывает представлен только молибденом, на других — свинцом и цинком, на третьих — цинком, серебром, никелем. Частым компонентом среди них является барий.

На территории Токарской депрессии также присутствуют железомарганцевые рудопроявления, встречающиеся здесь спорадически и не имеющие промышленного значения. Эти рудопроявления носят преимущественно стратиформный характер, однако с очевидной их приуроченностью к разломам как северо-западного, так и субмеридионального направлений. Вмещающими породами для них служат прибрежно-морские гравийно-песчано-глинистые образования. Из-за широкого развития неоген-четвертичных отложений и отсутствия горных выработок на этих участках не представляется возможным выяснить их детальное строение и оценить масштабы оруденения.

Железо-марганцевые месторождения Афарской депрессии, занимающей обширную область северной Эфиопии, рассмотрены в работе Э. Бонатти, Д. Фишера, О. Джэнсу, Г. Риделла, М. Бейса [18]. Наиболее крупное из них Ен Кафала расположено в северной части узкого Данакильского грабена (Северо-Афарский рифт), зажато между западным бортом Афарской депрессии и Данакильским горстом. Ось грабена, обладающая единым субмеридиональным простиранием с осевым трогом Красноморского рифта, смещена относительно него на запад и совпадает азимутально с направлением западного берега Красного моря (см. рис. 1). К осевой зоне грабена приурочены выходы эвапоритовой формации, возраст которой датируется неоднозначно — от позднего миоцена до позднего плейстоцена включительно. Залегает она на породах континентального и частично морского происхождения (данакильская серия) предположительно неогенового возраста [13]. Соленосная толща в районе осевой зоны грабена прорывается основными интрузиями и жерловиной четвертичного вулкана. К западному борту осевой зоны грабена и приурочено железо-марганцево-бариевое месторождение Ен Кафала. Согласно данным американских и эфиопских геологов [18], в основании месторождения залегают базальты, излившиеся в подводных условиях. Выше по разрезу они перекрываются конгломератами, состоящими из обломков базальтов, цементированных продуктами изменения окислов марганца. На конгломератах залегают рифогенные известняки, содержащие прослойки железистых пород невыдержанной мощности. Там, где мощность линзообразных прослоев сокращается до нуля, они замещаются марганцем. На железосодержащей толще рифогенных известняков залегают массивные руды марганца общей мощностью до 2 м. Выше рудоносная толща перекрывается рифогенными образованиями и оолитовыми известняками.

Основная часть богатых марганцем слоев представляет собой массивную твердую руду. Некоторые из слоев, богатых марганцем, характеризуются высоким (до 6%) содержанием бария. В рудной массе присутствуют пустоты и жеоды, стенки которых выполнены кристаллами кальцита. На основании радиологических данных авторы пришли к выводу, что месторождение Ен Кафала сформировалось в процессе активной подводной гидротермальной деятельности, а не в результате выпадения минералов из нормальной морской воды. Содержащийся в их составе барий также имеет подводное гидротермальное происхождение.

Генетически это месторождение связано с рассолами, богатыми железом, марганцем, барием и другими элементами, просачивающимися сквозь морское дно, а затем активно выпадавшими в осадки по фракциям. В этом ими усматривается тесная аналогия с месторождениями, расположенными в осевом трогом Красноморского рифта. Ссылаясь на сообщения местных жителей, Е. Бонатти, Д. Фишер, О. Джэнсу, Н. Ри-

дел и М. Бейс [18] отмечают, что на территории Данакильского грабена (Северо-Афарский рифт) имеется целый ряд железо-марганцевых рудопроявлений. Месторождение Ен Кафала разрабатывалось в прошлом на площади в 1 км², истинные его размеры не установлены. Однако, судя по характеру его строения, оно, по-видимому, относится к месторождениям стратиформного типа. Возраст месторождения по радиологическим данным определяется в 200 000 лет и относится к плейстоценовому времени, когда, по мнению упомянутых исследователей, Афарская впадина составляла с Красным морем единый морской бассейн. Находя большое сходство с месторождениями, расположенными в районе осевого трога Красноморского рифта, авторы в то же время отмечают, что концентрация никеля, кобальта, хрома и меди, присутствующих в железных и марганцевых рудах на месторождении Ен Кафала, значительно ниже по сравнению с месторождениями осевого трога Красноморского рифта. Вместе с тем рассмотренное месторождение по своим морфогенетическим параметрам очень близко и к железо-марганцевым месторождениям, расположенным на территориях «малых» треугольных депрессий — Токкарской и Халайбской. Это сходство выражается в близости структурных позиций связям с зонами раздвига, общности минеральных ассоциаций, вплоть до общего присутствия жезд и пустот в рудной массе, внутренние поверхности которых выполнены кальцитом.

Наряду с этим между ними существуют и некоторые отличия, вызванные, по-видимому, различным уровнем изменения континентальной коры в их пределах. Месторождения Северного Афара, как свидетельствует ряд косвенных признаков, имеют более ранний возраст, чем месторождения Халайбской группы. На территории Халайбской депрессии рифогенные образования плейстоценового возраста, обнажающиеся на морском побережье близ уреза воды, простираются в глубь приморской равнины, на отдельных участках они перекрываются крупнозернистыми, однородными по составу песчаниками. В разрезах неогеновых и позднечетвертичных отложений породы такого облика отсутствуют. Более древних осадочных образований на этой территории не установлено. На тех участках, где песчаники обнажаются из-под покрова современных отложений, они секутся дайками базальтов северо-западного простирания, которые на отдельных площадях сопровождаются железо-марганцевым оруденением. В непосредственной близости от береговой зоны, где дайки перекрываются отложениями древних береговых валов, с ними пространственно совпадают гнездообразные скопления марганцевистого материала, которые в виде крупных включений присутствуют в песчаных образованиях валов (см. рис. 2). Диаметр марганцевистых включений достигает 2—2,5 м. Они представляют собой рыхловатую, слабо сцементированную породу, состоящую из мелких, угловатых частиц марганца размером от 0,5 до 2 см, равномерно перемешанных с песчано-гравийным материалом. Контакт их с вмещающими породами нечеткий.

Характер взаимоотношения базальтовых даек с толщей крупнозернистых песчаников и гнездообразных марганцевистых включений, присутствующих в составе древних береговых валов, дает возможность оценить возраст даек и оруденения как позднелеистоценового или голоценового. Результаты палеогеографического анализа не противоречат этой точке зрения. Известно, что в период регрессии Мирового океана, связанной с последним валдайским (вюрмским) оледенением, максимум которого был 20—25 тыс. лет назад, уровень океана опускался на 100—110 м ниже современной береговой линии [12]. Эти данные подтверждаются подводными исследованиями И. Кусто и Ф. Кусто, которые установили, что в Красном море, Аденском заливе и северной части Индийского океана вдоль резко погружающегося берегового склона протягивается ступень шириной от 3 до 10 м. Эта ступень в виде своеобразного «тротуара» на глубине 110—120 м окаймляет все затопленные гряды, рифы, острова и вулканы, расположенные в этих морских бассейнах, и отражает уровень океана во время оледенения [10].

Около 17 тыс. лет назад в результате таяния ледников уровень океана

начал подниматься. Рифогенные коралловые известняки, слагающие современные берега Красного моря, в связи с морской трансгрессией наращивались в вертикальном направлении. Современная береговая зона была сформирована на ее заключительном этапе, т. е. за последние 6—8 тыс. лет. Рифогенные известняки восточной части приморской равнины находят свое продолжение за линией современной берега в районе прибрежной отмели и ограничивающих ее со стороны моря барьерных рифов. Нам представляется, что возраст рифогенных известняков, участвующих в строении восточной части приморской равнины, прибрежной отмели и барьерных рифов, близок. Они переходят из одной зоны в другую и, наиболее вероятно, обязаны своим происхождением последней трансгрессии Красного моря. На запад от береговой линии, в районе внутренней части приморской равнины, рифогенные коралловые известняки переслаиваются с верхней частью разреза прибрежно-морских отложений и постепенно выклиниваются. Характер взаимоотношения рифогенных известняков с прибрежно-морскими отложениями, содержащими, как отмечалось, дайки и рудные тела, с одной стороны, и морскими барьерными рифами — с другой, не исключает возможности образования железо-марганцевых месторождений в период последней трансгрессии Красного моря.

Детальное описание рудопроявлений, установленных во впадине Атлантис II, расположенной в осевом трого Красноморского рифта, приведено в работах Г. С. Дзюенидзе [5], А. А. Ковалева [9], Е. Е. Милановского [13] и ряда зарубежных исследователей [17]. Напомним, что среди металлоносных осадков, выполняющих впадину, выделяются шесть минеральных ассоциаций, залегающих слоями: железистомонтмориллоновая, содержащая гидроокислы железа и сульфиды цинка; железистая, представленная гетитом; сульфидная, состоящая из сульфидов железа, меди, цинка; марганцево-сидеритовая, состоящая из сульфидов мелких кристаллов железа и марганца; ангидритовая фация и, наконец, шестая манганитовая фация, представленная в основном минералами марганца. Мощность разреза, содержащего металлоносные осадки, достигает 20 м. В небольших размерах в них присутствуют минералы кобальта, никеля, кадмия, мышьяка, индия, ртути, а также благородные металлы — золото и серебро [17].

По вопросу об источнике металлов, содержащихся в рудоносных отложениях, имеются две точки зрения. Согласно одной из них, воды горячих рассолов, содержащих металлы, представляют собой ювенильные воды глубинных гидротерм [13]. Согласно другой, опирающейся на данные изотопного состава вод горячих рассолов, она представляет собой обычную воду Красного моря, а не ювенильную. Минерализация объясняется выщелачиванием металлов нагретой морской водой из базальтов и базальтовых туфов, содержащих все рудные компоненты, присутствующие в металлоносных осадках Красного моря [17]. Однако в этом случае остается недостаточно ясным вопрос формирования рудных тел, присутствующих на территории приморской равнины, в частности Халайбской депрессии, которые расположены на 2000 м выше молодого базальтового ложа осевого трого рифта. Минеральные ассоциации, встречающиеся в металлоносных осадках Красного моря, полностью присутствуют в жильных образованиях приморской равнины. Представляется, что, несмотря на морфологическую индивидуальность рудных полей Халайбской депрессии и впадины Атлантис II, между ними существуют определенные генетические связи. Кажущееся различие их обусловлено прежде всего средой, в которой формировались месторождения — в одном случае это континентальные или субконтинентальные условия, характерные для Халайбской депрессии, в другом — морская, глубоководная среда впадины Атлантис II. Уместно отметить, что при трассировании северо-западных разломов, контролирующих распределение рудных тел на территории Халайбской депрессии, в направлении осевого трого Красноморского рифта выясняется, что с ними азимутально совпадает впадина Атлантис II. Эти разломы, по-видимому, играют роль связующего звена между

зоной накопления металлоносных осадков в районе впадины Атлантик II и рудными телами, развитыми на территории Халайбской депрессии (см. рис. 1).

Несмотря на некоторое пространственно-временное несоответствие рассмотренных рудных полей, их формирование, по-видимому, подчинялось единому геодинамическому процессу, проявившемуся в пределах рудоносных площадей, на всех стадиях рифтогенеза, начиная от растяжения коры, появления раздвиговых зон, внедрения базальтов и вплоть до образования рудных тел.

Помимо общности генетических и структурно-формационных позиций объединяющим металлогеническим признаком для них является общность минерального состава, но при значительном отличии некоторых сопутствующих им элементов. Более частное значение имеет несовпадение формационных типов проявлений минерализации, т. е. наличие крутопадающих жильных образований, пластообразных рудных тел и дифференцированно переслаивающихся металлоносных осадков. В то же время последовательность и избирательность формирования этих месторождений отчетливо согласуется с существующими представлениями о том, что состав магматических продуктов и появление самих рудных компонентов определяется только принадлежностью данной территории к тому или иному типу геодинамических обстановок [6].

Несмотря на ряд различий, генезис железо-марганцевого оруденения следует рассматривать однозначно — он связан с геодинамическим процессом, охватывающим всю область Красноморского рифта, представляющим собой единую структурно-металлогеническую зону.

Сопоставляя данные о распределении железо-марганцевой минерализации со структурными особенностями западного борта Красноморского рифта, можно сделать следующие выводы.

1. Несомненной является приуроченность групп железо-марганцевых месторождений (рудных полей) к определенной структурной обстановке, определяемой несколькими взаимосвязанными признаками; коленчатообразными изломами борта рифта, пересечением меридиональных и северо-западных разломов, клинообразными депрессиями, глубоко вдающимися в горное обрамление.

2. Во всех районах, где установлено железо-марганцевое и многокомпонентное оруденение, вне зависимости от современных и палеогеографических условий (в обстановке осевого трога Красного моря, трога Данакильского грабена, в прибрежно-морских и континентальных условиях Халайбской и Токарской депрессий) месторождения локализируются в наиболее активных зонах растяжения, сопровождающихся раздвигами, гьярами и т. д. Халайбскую и Токарскую депрессии следует рассматривать как результат расщепления Красноморского рифта и как южное продолжение его меридиональных звеньев.

3. Источником марганцевого оруденения являлись гидротермы, сопровождавшие дайки базальтов или пользовавшиеся с ними одними и теми же каналами в раздвиговых зонах. При этом в континентальных условиях образовывались субвертикальные жильные тела, в морских условиях за счет смешения гидротермальных растворов с морской водой происходило рассеяние рудной фазы и образование стратиформных месторождений.

4. Рудообразование происходило разновременно от середины плейстоцена до голоценового времени. Наиболее ранние проявления железо-марганцевой минерализации наблюдаются в Данакильском грабене, где максимум растяжения был в плейстоцене, позже в позднем плейстоцене — голоцене в растяжение были вовлечены Халайбская и Токарская депрессии, рудообразование продолжается до настоящего времени в осевом троге Красноморского рифта.

5. Пространственное размещение клинообразных депрессий, которым соответствуют рудные поля, строго подчиняется разломам меридионального простиранья, в то время как ведущий контроль в локализации крутопадающих рудных тел и жильных образований принадлежит разломам

северо-западного простирания. Для Халайбской и Токарской депрессий такая связь несомненна, для других районов предполагается по аналогии и нуждается в проверке.

6. Совпадение рудных тел с дайковыми полями может быть использовано для металлогенического прогнозирования, тем более что дайки отчетливо выявляются магниторазведкой.

7. Изложенные выше закономерности могут быть использованы для прогнозирования железо-марганцевой минерализации в Красноморской и других рифтовых зонах. В то же время специфическая железо-марганцевая минерализация Красноморского рифта не уникальна. Сходные ассоциации установлены в районах рифтовых зон Восточно-Тихоокеанского, Срединно-Атлантического и Западно-Индийского срединно-океанических хребтов [14]. Обнаружение минеральных ассоциаций этого типа может явиться критерием выделения палеорифтов различного возраста на континентах и океанах.

8. Присутствие в пределах западного борта Красноморского рифта раздвиговых структур, нарушивших сплошность пород плейстоценового возраста, свидетельствует о молодости тектонических движений, активно проявившихся не только в его осевой зоне, но и в краевых частях рифтовой долины.

Литература

1. Белоусов В. В. Эндогенные режимы материков. М.: Недра, 1978, с. 217.
2. Вишневский А. Н., Кривцов А. И., Развалев А. В. Тектоника докембрия обрамления Красного моря.— Геотектоника, 1975, № 1, с. 73—87.
3. Геологическая карта и карта полезных ископаемых Африки масштаба 1 : 10 000 000, Л.: Мингео СССР, ВСЕГЕИ, 1970.
4. Гравиметрическая карта Африки масштаба 1 : 5 000 000, Мингео СССР, Нилзарубежгеология, 1973.
5. Дзоценидзе Г. С. Горячие рассолы Красного моря и вопросы вулканогенно-осадочного рудогенеза.— Геол. рудн. месторожд., 1972, № 5, с. 3—20.
6. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976, с. 207.
7. Зоненшайн Л. П., Монин А. С., Сорохтин О. С. Тектоника Красноморского рифта в районе 18° с. ш.— Геотектоника, 1981, № 2, с. 3—22.
8. Исаев Е. Н., Развалев А. В. О соотношении рифтогенного и дорифтового планов (на примере Красноморского рифта).— Геотектоника, 1977, № 2, с. 39—51.
9. Ковалев А. А. Мобилизм и поисковые геологические критерии. М.: Недра, 1978, с. 272.
10. Кусто И., Кусто Ф. Чтобы не было в море тайн. М.: Мысль, 1974, с. 185.
11. Колман Р. Г. Геологическое строение дна Красного моря.— В кн.: Геология континентальных окраин. Т. 3. М.: Мир, 1979, с. 280—293.
12. Леонтьев О. К. Типы планетарных морфоструктур Земли и некоторые черты их динамики в кайнозое.— Геоморфология, 1971, № 3, с. 3—13.
13. Милановский Е. Е. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976, с. 262.
14. Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1979, с. 274.
15. Развалев А. В., Шахов Г. П. Тектонические особенности размещения кольцевых интрузий Красноморской рифтовой зоны.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1978, № 2, с. 56—65.
16. Развалев А. В., Поникаров В. П. Эволюция земной коры в областях активного континентального рифтогенеза.— Геотектоника, 1980, № 3, с. 3—14.
17. Современное гидротермальное рудоотложение. М.: Мир, 1974, с. 275.
18. Bonatti E., Fisher D. E., Joensuu O., Rydell H., Beyth M. Iron-Manganese-Barium Deposit from the Northern Afar Rift (Ethiopia).—Econ. Geol. and Bul. Soc. Econ. Geol., 1972, v. 67, № 6, p. 717—731.
19. Ismail M. The geology of Solhamid ultramafic rocks.— M. science tesis. Leeds Univ. search Inst. African Geology, 1976, p. 12—23.
20. Mitchell A. H. G., Garson M. S. Mineralization at plate boundaries.— Minerals Sci. Eng., 1976, v. 8, № 2, p. 129—169.

УДК 551.243(477)

ГОИЖЕВСКИЙ А. А.

РАЗЛОМЫ НА ТЕРРИТОРИИ УКРАИНСКОГО ЩИТА

На территории Украинского щита существуют две независимых друг от друга системы разломов — этапов формирования фундамента и платформенного. Первые закономерно связаны с докембрийскими складчатыми системами, являются продольными и поперечными по отношению к ним. История развития их завершилась в среднем протерозое, после чего вместе со становлением платформенного режима возникла новая система разломов, развивающихся до настоящего времени. Движения в зонах платформенных разломов определяли рельеф поверхности фундамента, в том числе и современный, а следовательно, и распределение позднпротерозойских и фанерозойских осадков.

На Украинском щите и его склонах выявлено огромное количество разломов различных направлений и различной значимости — от мелких, локальных до региональных, несущих иногда черты глубинных, рассекающих весь щит и уходящих далеко за его пределы. Многие из разломов выражены в современном рельефе поверхности докембрийского фундамента, другие же такого выражения не имеют.

Почти на всех геологических и тектонических картах докембрийского фундамента Украинского щита разломы изображаются так, что судить о их возрасте и истории развития трудно или даже невозможно. Выделяемые разломы основные и второстепенные, установленные и предполагаемые, глубинные и т. д., но возрастные обозначения их на картах отсутствуют. Лишь Н. П. Семененко [9] на тектонической карте щита несколько разломов на юго-востоке территории обозначил фанерозойскими индексами. На карте, составленной под руководством К. Ф. Тяпкина [1], ряд разломов показан как «разделяющие блоки с различным уровнем среза», что позволяет судить о их развитии на платформенном этапе жизни региона. В. А. Рябенко [8] подразделил основные разломы на заложенные: 1) в начале раннего протерозоя, 2) в конце среднего и начале позднего протерозоя (докоростенские), 3) в конце позднего протерозоя в платформенных условиях и 4) в палеозое и мезозое — кайнозое. Наконец, нами для всей территории щита и его склонов был составлен мезозойско-кайнозойский структурный план [4], на котором были показаны только те разломы, которые развивались в мезозое и кайнозое. Впрочем, этот структурный план оказался действительным для всего платформенного этапа развития [6].

В литературе утвердилось представление о двух этапах развития территории Украинского щита: геосинклинальном (формирования фундамента платформы или доплатформенном) и платформенном. Поэтому следует различать и разломы двух категорий — времени формирования фундамента платформы и платформенные. Первые, как это наблюдается и в молодых геосинклинальных областях (Карпатах, Кавказе и др.), должны быть закономерно связаны со складчатыми системами; вторые, как это будет показано ниже, независимы от них. Для первых характерно залечивание трещин магматическим и ультраметаморфическим материалом; это залечены нарушения. Платформенные нарушения лишь отчасти залечены на небольших площадях, там где развиты платформенные магматические образования коростенского и восточноприазовского комплексов, более молодые эффузивы и дайковые породы. В подавляющем же большинстве случаев они остаются незалеченными, зияющими. Наконец, если разломы платформенного этапа развития большей частью четко отразились в рельефе фундамента, то изменения высот его в зонах

доплатформенных разломов не наблюдаются. То же самое относится к структуре осадочного чехла и современному рельефу.

Система разломов, закономерно связанных со складчатыми структурами докембрийских пород, представленная в основном ультраметаморфическими полосчатыми образованиями, чрезвычайно широко развита. Среди них можно назвать такие крупные, региональные разломы, как Криворожский, разломы, ограничивающие Орехово-Павлоградскую зону, Кировоградский и Звенигородско-Анновский разломы и мн. др. Все они строго параллельны простиранию складчатых структур. Широко развиты и поперечные к ним разломы. Направление продольных разломов на территории щита меняется в зависимости от простирания складчатых систем — оно то северо-северо-западное, то субмеридиональное, то северо-северо-восточное, реже, например на Приазовском массиве, наблюдаются субширотные простирания.

Если поперечные разломы, судя по их прямолинейности и другим признакам, являются сбросами или сдвигами с вертикальным или близким к нему положением, то продольные чаще всего должны быть различной крутизны надвигами. К сожалению, исследователи тектоники Украинского щита мало уделяют внимания надвигам; в литературе они описываются очень редко. Пристальное внимание было уделено лишь надвигам Криворожско-Кременчугской полосы [7].

Вместе с тем широкое развитие надвигов на щите не вызывает сомнений. Во-первых, об этом свидетельствуют приводимые ниже примеры; во-вторых, широкое развитие надвиговых структур описано для Балтийского щита и Воронежского массива; в-третьих, разломы, изображаемые на картах докембрия Украинского щита, часто извилисты, что характерно для надвигов; в-четвертых, геофизики часто отмечают расплывчатый характер полей с различными физическими свойствами, что вызывается пологим залеганием разломов. Наконец, известно много случаев, когда в зонах таких разломов входят в соприкосновение толщи с резко отличными простираниями.

Интересен пример Кировоградского блока, заключенного между зонами Звенигородско-Анновского и Кировоградского разломов [7]. На блоке и в этих зонах широко развиты гнейсо-мигматитовые толщи, собранные в складки преимущественно северо-западного простирания. В Кировоградской зоне и восточнее ее преобладают субмеридиональные простирания складок. Для блока характерны крупные массивы гранитов. На севере это Корсунь-Новомиргородский массив коростенских пород, сформировавшийся в платформенных условиях. С юга к нему примыкает Новоукраинский массив нижнепротерозойских кировоградских гранитов. Структуры и текстуры последних свидетельствуют о том, что они возникли в результате гранитизации гнейсовых толщ. Граниты образуют несколько разностей, для которых характерно линейное расположение резко вытянутых порфиروبластов полевых шпатов. Среди них встречаются тела мигматитов, монзонитов, аплито-пегматоидных гранитов и гнейсов. Все они, как и разности кировоградского гранита, слагают полосы, ориентированные в северо-западном направлении; этим самым наследуется древняя складчатость гнейсовых толщ.

На детальной геологической карте докембрийского фундамента Кировоградского блока, составленной в одной из производственных геологических организаций, изображено огромное количество разломов удаленных всего лишь на 1—2 км один от другого. Выделены также зоны «региональных» разломов шириной в 1—3, иногда до 5—6 км, располагающиеся через 10—20 км. И те и другие ветвятся под острыми углами. Весьма показательна четкая связь всех этих разломов со складчатыми структурами, с полосами тех или иных пород. Вместе с ними они плавно изгибаются; прямолинейные продольные разрывы не наблюдаются. В соответствии с направлением складок разломы на большей части площади блока имеют северо-западное направление (в том числе и на Новоукраинском массиве). Как только меняется направление складок, полос пород, сразу же изменяется и направление разломов. Так, в зоне

Звенигородско-Анновского разлома, севернее широты Новоукраинки, узкие полосы гнейсо-мигматитовой толщи имеют меридиональное направление; такого же направления здесь и разломы. То же самое происходит в зоне Кировоградского разлома и восточнее его. На юго-восточной окраине Новоукраинского массива простираются породы северо-восточное, в северо-восточном направлении простираются и разломы.

Менее широко на Кировоградском блоке развиты поперечные разломы. Они большей частью короче продольных, нередко упираются в них. Разломы эти значительно прямолинейнее продольных; они часто разрывают полосы пород, смещают их на небольшие расстояния. В зависимости от простирающихся складок изменяется и их простираение; на большей части площади оно северо-восточное, в Кировоградской зоне широтное или близкое к нему.

Таким образом, наличие закономерная пространственная связь разломов со складчатыми структурами; они возникли и развивались на доплатформенном этапе. Подтверждением этому может служить и то обстоятельство, что ни один из этих разломов не прослеживается в пределы Корсунь-Новомиргородского массива коростенских пород.

Скважинами в зонах продольных разломов вскрыты залеченные зоны дробления и метасоматически измененные породы. Положение же самих разломов наклонное ($30-50^\circ$), что касается разломов поперечных, то, судя по их прямолинейности, они скорее всего имеют крутое падение, вплоть до вертикального.

Элементы внутреннего строения залеченных разломов можно наблюдать в обнажениях и карьерах различных районов Украинского щита [5]. Нами они были описаны по рекам Рось, Роставице, Унаве, Тетереву, Гайчулу и др.

В с. Чмыревке на р. Рось (вблизи Белой Церкви) сильно раздроблены пласты гнейсов мощностью в 2—4 м, залегающие в мигматитах. Плоские остроугольные обломки гнейса спаяны сильно ветвящимися жилками аплита мощностью от 1—2 до 10—15 см. Таким же образом раздроблено и пластовое тело амфиболита в Белой Церкви. В с. Малая Сквирка в мигматитах и гнейсах развиты очень мелкие складочки, вплоть до птигматитовых. Ксенолиты гнейса в мигматитах раздроблены, обломки их вытянуты в различных направлениях; скреплены они аплитом. Особенно интенсивная раздробленность наблюдалась на всей площади большого (400×300 м) карьера вблизи г. Ракитное. Им вскрыты мигматиты, в которых заключены пласты гнейса; простираение пород несколько. Мигматиты разбиты на неправильные обломки размером в несколько десятков сантиметров; спаянные жилками аплита. Особенно сильно раздроблены гнейсы. Неправильные остроугольные обломки их цементируются мигматитом, полоски которого огибают обломки гнейса. Встречаются многочисленные жилы аплита и пегматита, пересекающие брекчии.

В с. Паволич на р. Роставице карьер вскрывает мигматиты с частыми ксенолитами гнейса, вытянутыми по простираению мигматита. Часто наблюдается сильная изогнутость полосок мигматита, иногда же мигматит брекчирован, причем обломки его, размером до 1 м, бывают повернутыми на 90° . Участки дробленных и сцементированных пород вытянуты по простираению мигматита и имеют мощность по несколько метров.

В с. Малая Снетинка близ Фастова карьером вскрыты гнейсы, содержащие пластовую залежь среднезернистого гранита. Вблизи последней они интенсивно брекчированы на расстоянии 20—30 м. Здесь чередуются неправильной формы участки гнейса и гранита размером в 2—4 м. В граните содержатся небольшие ксенолиты гнейса, а гнейс разбит на обломки размером в десятки сантиметров, скрепленные гранитным материалом.

Интенсивное смятие, цементированные брекчии наблюдались нами также в г. Чуднове, вблизи г. Радомышля, в устьевой части р. Гайчула, на западе Приазовского массива. В последнем районе мигматиты силь-

но раздроблены и измяты в полосе шириной до 2 км, являющейся зоной меридионального Скелеватского разлома.

Подобные же брекчии, именовавшиеся «эруптивными», были ранее описаны в Виннице и у Первомайска Н. И. Безбородько [2], на реках Соби и Горном Тикиче С. Н. Чирвинским [10]. Следует заметить, что эти «эруптивные брекчии» располагаются в зонах крупных разломов, которые показаны на современных тектонических картах.

Приведенные примеры позволяют сделать следующие выводы:

1. Древние (доплатформенного этапа развития) зоны дробления возникли до процессов гранитизации или магматизма и были залечены в ходе их.

2. Зоны дробления чаще всего приурочены к отдельным пластам или пачкам гнейсово-магматитовой толщи, что скорее всего свидетельствует о том, что движения, приводившие к дроблению, происходили в плоскостях пластов. Это должно свидетельствовать об одновременном развитии складчатых и разрывных структур.

3. Зоны дробления отличаются большим количеством ксенолитов гнейсов, амфиболитов и других древних пород в мигматитах и гранитоидах.

4. В зонах поперечных разломов, примером которых является широтный разлом вдоль р. Рось у Белой Церкви, так же развивались надвиговые структуры. В них также наблюдаются межпластовые срывы, дробления пластов и пластовых залежей. Это может свидетельствовать о том, что поперечные нарушения являются сдвигами или сбросо-сдвигами.

Элементы незалеченных магматическим материалом разломов также довольно часто наблюдаются в обнажениях и карьерах. Многие примеры их уже были описаны нами ранее [3]. Для них характерно прежде всего вертикальное или близкое к нему положение; очень редко наблюдаются пологие нарушения.

Наиболее простыми нарушениями являются крупные трещины, прослеживающиеся на десятки метров. Поверхности их притертые, часто соштриховкой. Довольно часто они сопровождаются серией параллельных сближенных трещин, которые разбивают породы на тонкие пластинки. Довольно просты по своему строению нарушения, представляющие собою серию крупных параллельных трещин, благодаря чему порода распадается на пластины толщиной до 20—30 см. Нередко поверхность пластин притерта, с тектоническими глинками. Мощность таких нарушений от первых метров до нескольких десятков метров. Наблюдаются зоны, полностью выполненные мелко издробленными и перетертыми породами. Нередко развиваются тектонические глинки, иногда значительной мощности. Наиболее сложно построены мощные нарушения, в которых сочетаются почти все только что отмеченные типы более простых нарушений. Тут на фоне густой трещиноватости выделяются полосы мелкой издробленности, перетирания и тектонических глинок.

Незалеченные нарушения описанных типов наблюдались как в доплатформенных образованиях (мигматитах, гнейсах, гранитах и др.), так и в платформенных — в породах коростенского комплекса, овручской серии и т. д. Следует заметить, что расположение их не зависит от первичной слоистости гнейсов или полосчатости мигматитов.

Наблюдаются случаи наложения молодых нарушений на древние. Так, в устьевой части р. Гайчул элементы залегания обнажающихся здесь мигматитов крайне изменчивы; нередко на протяжении 2—3 м простирание их меняется на 90°, а угол падения от 10 до 90°. Многочисленны складки с амплитудой 1—3 м, иногда острые. Вместе с тем порода брекчирована. Сплошь и рядом по коротким трещинам входят в соприкосновение слои мигматита под значительным (до 90°) углом друг к другу. Вдоль трещинок располагаются жилки пегматита и аплита, т. е. обломки мигматита спаяны ими. Эта древняя зона рассекается меридиональным отрезком долины реки. Она на протяжении 1 км прямолинейна, имеет ширину 20—40 м и ограничена крутыми склонами высотой до 15 м, несущими выходы мигматита. Долина выполнена аллювием и заболочена.

Таким образом, здесь налицо каньон с глубиной, значительно превышающей 15 м, который возник в результате размыва молодой и незалеченной зоны дробления, наложенной на зону древнюю, залеченную. Аналогичная картина наблюдается по балке Скелеватской на западе Приазовского массива, вдоль которой проходит одноименный меридиональный разлом, хорошо выраженный в платформенном структурном плане. Глубокая, с крутыми, местами скалистыми склонами балка приурочена именно к этому разлому. Вместе с тем в крупных карьерах и обнажениях наблюдаются частые и резкие изменения простирания и падения мигматитов, амфиболитов, аплитовидных гранитов. В мигматитах много ксенолитов амфиболита, группирующихся в полосы. Много жил аплитов и пегматитов. В с. Зрайки (район г. Сквир) в древней (залеченной) зоне дробления развиты крупные субмеридиональные зияющие трещины с притертыми стенками, местами покрытые тонкими глинками трения.

Однако случаи наложения незалеченных нарушений на залеченные встречаются довольно редко. Как правило, эти нарушения пространственно не совпадают.

То, что, возможно наблюдать в обнажениях и карьерах, относится к отдельным элементам, деталям разломов различных рангов, чаще всего разломов мелких, второстепенных. Здесь же возможно наблюдать и изучать трещиноватость докембрийских пород. Результаты такого изучения позволили нам сделать следующие выводы: 1) для кристаллических пород Украинского щита независимо от их возраста и состава среди крупных (основных) трещин преобладающим развитием пользуются трещины северо-западного и северо-восточного направлений (чаще всего СЗ 310—330° и СВ 30—50°); 2) крупные трещины меридионального и широтного направления менее распространены и связаны с платформенными породами, развиты они в зонах меридиональных и широтных разломов; 3) направление крупных трещин, как правило, вертикальных, не зависит от элементов залегания слоистых и полосчатых докембрийских пород. Эти особенности трещиноватости позволяют утверждать, что она возникла и развивалась на платформенном этапе истории региона.

Что касается разломов в целом, особенно крупных, региональных, то об их возрастных соотношениях можно судить путем анализа геологических карт различного масштаба. Как уже отмечалось, наиболее древние, доплатформенного этапа развития, разломы закономерно сочетаются со складчатыми структурами, а более молодые, платформенные, в такой связи не находятся. Прежде всего крупные региональные платформенные разломы нередко пересекают складчатые системы различного возраста. Так, широтный Девладовский разлом пересекает наиболее древние складчатые сооружения, сложенные породами архейского днепровского комплекса, и вместе с тем Криворожскую складчатую полосу, причем в месте пересечения ее разломом она делает крутой изгиб. Такие разломы, как широтный Винницкий и меридиональный Звиздаль-Залесский пересекают не только разного возраста складчатые сооружения, но и массивы коростенских пород. При этом если направления складчатых систем значительно отличаются, то платформенные разломы, в том числе и только что упомянутые, сохраняют одно направление на всем своем протяжении.

Не соответствует докембрийским складчатым сооружениям и конфигурация Украинского щита, являющегося огромной горстовой структурой, ограниченной серией крупных разломов различных направлений. Ни один из последних не находится в закономерной связи со складчатыми системами; а некоторые из разломов пересекают складчатые системы различного возраста.

Однако в некоторых случаях наблюдается совпадение расположения доплатформенных и платформенных разломов, имеющих меридиональное или близкое к нему простирание. Как известно, на Украинском щите преобладают докембрийские складки северо-западного направления. В отдельных районах, особенно в центральной части щита, складки приобретают субмеридиональное направление. Вместе с тем одним из основ-

ных направлений (наряду с широтным) платформенных разломов является меридиональное. Уже одно это обстоятельство говорит о возможности пространственного совпадения отдельных разломов обоих этапов развития или об их очень близком положении. Наглядным примером являются разломы, ограничивающие Кировоградский блок, где разновозрастные разломы занимают близкое положение, однако не накладываются друг на друга. К тому же характер строения их весьма различен (изогнутые и прямолинейные, наклонные и вертикальные и т. д.). Близкими по своему положению являются Криворожский разлом северо-северо-восточного направления и меридиональный Александрийский разлом, располагающийся несколько западнее. Южнее Кривого Рога они сходятся под очень острым углом.

Важным отличием разломов этапов формирования фундамента и платформенного является их выраженность в рельефе поверхности докембрийского фундамента. В зонах первых изменения высот фундамента не наблюдаются, в то же время в зонах вторых такие изменения обычны. Здесь высоты изменяются от десятков до 500 м; примеры этого приводились нами ранее [5]. Разновысотность поверхности фундамента определялась движениями в зонах этих разломов и в предыдущие периоды, о чем свидетельствует связь границ площадей распространения осадочных толщ, начиная от верхнепротерозойских и до четвертичных, с зонами платформенных разломов.

Таким образом, на территории Украинского щита существуют две независимых друг от друга системы разломов — этапа формирования фундамента платформы и платформенного этапа развития. История развития первых завершилась в начале среднего протерозоя. В среднем же протерозое вместе с становлением платформенного режима возникла новая система разломов, развивающаяся до настоящего времени.

Литература

1. Бабчук Ф. Г., Беланов В. М. и др. Тектонічна структура Українського щита.— Геол. ж., 1966, т. 26, № 4, с. 13.
2. Безбородько Н. И. Гранатовые мигматиты Подолии и гибридные граниты юга Волыни.— Зап. Киевск. о-ва естествоисп., 1928, т. 27, № 3, с. 78—114.
3. Гойжевський О. О. Прояви молодих рухів у кристалічних породах північної частини Українського щита.— Докл. АН УРСР, сер. Б, 1973, № 2, с. 204—206.
4. Гойжевский А. А. Мезо-кайнозойский структурный план Украинского щита.— Докл. АН УССР, сер. Б, 1974, № 4, с. 304—306.
5. Гойжевский А. А. Новые данные о внутреннем строении древних зон разломов Украинского щита.— Докл. АН УССР, сер. Б, 1977, с. 199—200.
6. Гойжевский А. А., Науменко В. В., Скаржинский В. И. Тектоно-магматическая активизация регионов Украины. Киев: Наукова думка, 1977, с. 117.
7. Каляев Г. И. и др. Тектоника Украинского щита. Киев: Наукова думка, 1972, с. 300.
8. Рябенко В. А. Основные черты тектонического строения Украинского щита. Киев: Наукова думка, 1970, с. 127.
9. Семеновко Н. П. Геолого-тектоническая карта Украинского щита. Киев: Изд-во АН УССР, 1963.
10. Чирвинский В. Н. Ксенолиты, эруптивные брекчи и явления ассимиляции в докембрийских породах Юга Киевской губернии.— Изв. геологоразв. управления, 1929, № 14, с. 111—127.

Институт геохимии и физики минералов
АН УССР

Поступила в редакцию
24.II.1981

УДК 551.242

ЗОЛОТАРЕВ А. Г.

О ЗНАКАХ НОВЕЙШИХ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ РАВНИН В СВЯЗИ С ИЗМЕНЕНИЯМИ УРОВНЯ МИРОВОГО ОКЕАНА

В основе представлений о знаках и амплитудах новейших вертикальных движений континентов часто лежат результаты определения геоморфологическими методами суммарных неотектонических деформаций исходных поверхностей выравнивания. Все расчеты при этом ведутся от современного уровня моря, что делает их весьма условными, так как изменения положения поверхности Мирового океана за новейший этап достигают первых сотен метров.

Автором предложена методика определения суммарных амплитуд новейших движений с учетом изменений уровня Мирового океана. Ее применение при составлении неотектонических карт и схем приводит к выводу о том, что ряд континентальных равнин или их отдельных обширных участков, которые считаются поднимающимися в кайнозой, в действительности опускаются.

Рассматриваемые представления изложены, во-первых, в форме постановки вопроса о возможно широком распространении на континентальных равнинах обширных территорий новейших опусканий, считающихся ошибочно областями поднятий, во-вторых, в виде первой попытки подойти к решению данного вопроса.

Одним из основных источников информации о вертикальных неотектонических движениях континентов являются карты новейшей тектоники, при составлении которых широко применяется геоморфологический метод построения схем деформаций исходных поверхностей выравнивания, сформировавшихся накануне новейшего этапа. При этом все расчеты суммарных амплитуд вертикальных движений ведутся от современного уровня моря. На условность результатов таких вычислений в связи с изменением во времени уровня моря как репера для данных расчетов обращали внимание Н. И. Николаев [7], А. П. Дедков [1], О. К. Леонтьев [4].

Автором была сделана попытка учесть изменения уровня Мирового океана при расчетах суммарных амплитуд новейших движений и составлении неотектонических карт [3]. Полученные результаты показали, что ошибки, которые допускались при проведении подобных расчетов без учета изменений во времени положения уровня моря, достигают первых сотен метров. Это заставляет пересмотреть достоверность информации о знаках и амплитудах новейших движений континентов, получаемой с неотектонических карт. Ниже в порядке обсуждения будут рассмотрены результаты произведенных автором в этом плане исследований.

Благодаря работам ряда ученых, среди которых в первую очередь нужно отметить труды К. К. Маркова [6], О. К. Леонтьева [4], Н. И. Николаева [8], В. А. Шлейникова [10], можно считать установленным, что с начала кайнозоя в изменении уровня Мирового океана четко проявилась тенденция к его понижению из-за увеличения емкости океанических впадин. В антропогене геократическое снижение океанического уровня осложнялось гляциозвстатическими колебаниями, которые носили обратимый характер из-за смен оледенений периодами дегляциации планеты и не могли изменить общей направленности процесса понижения поверхности Мирового океана.

Количественная сторона рассматриваемого явления долгое время оставалась неясной; исследования в этом плане велись только в пределах возрастных границ четвертичного периода. В последние годы появи-

лись две работы [4, 10], которые в значительной степени восполнили данный пробел. Результаты определения двумя названными исследователями величины кайнозойского понижения уровня Мирового океана, надо полагать, близки к истине, так как не противоречат друг другу, несмотря на разный подход в изучении данного вопроса. О. К. Леонтьев производит расчеты на основании анализа совокупности процессов, происходящих в Мировом океане и контролировавших эвстатические колебания. В. А. Шлейников решает эту задачу путем статистического анализа морфометрических рядов абсолютных высот внутриконтинентальных денудационных поверхностей, древних морских равнин и террас. В конце работ двух названных авторов на иллюстрациях изображены в виде основных результатов исследований изменения во времени положения океанической поверхности в прямоугольной системе координат. Таким образом, на этих иллюстрациях графическим путем можно для любого времени в пределах кайнозоя определить высотное положение древнего уровня Мирового океана относительно современного.

Нижняя возрастная граница неотектонического этапа, как известно, скользкая, т. е. она изменяется от региона к региону. Согласно работам О. К. Леонтьева [4] и В. А. Шлейникова [10], высотный интервал между современным уровнем моря и древним, который был накануне новейшего этапа, исчисляется при любой нижней возрастной границе неотектонической активизации первыми сотнями метров. Это хорошо согласуется с результатами исследований последних лет, произведенными зарубежными учеными [11], согласно которым понижение уровня Мирового океана за неотектонический этап составляет 200 м. Правда, данные цифры чуть меньше тех значений, которые получаются, например, у В. А. Шлейникова [10], — порядка 300 м, но в принципе такие расхождения не столь существенны. Важно то, что величина рассматриваемого высотного интервала, исчисляющаяся в любых случаях первыми сотнями метров, является той ошибкой, которая допускается при современной методике неотектонического картографирования. Такие большие погрешности, безусловно, требуют их учета и поисков путей к устранению.

В связи с этим автором предложена поправка к расчетам суммарных амплитуд вертикальных неотектонических движений, в которой впервые учитываются изменения уровня Мирового океана: $P = C_1 + C_2$, где P — поправка, C_1 — первая составляющая поправки: высотный интервал между древним и современным уровнями Мирового океана; C_2 — вторая составляющая поправки, которая часто учитывается в настоящее время при составлении неотектонических карт: первоначальное высотное положение исходной поверхности выравнивания над древним уровнем Мирового океана. Для вычисления первой составляющей поправки необходимо знать нижнюю возрастную границу новейшего этапа, которая изменяется от региона к региону. Зная эту границу, можно графическим путем определить данную составляющую, пользуясь графиком О. К. Леонтьева [4] или интегральной кривой В. А. Шлейникова [10] (рис. 1, I). В расчетах двух названных авторов имеются определенные допущения и условности, что влечет за собой соответствующие погрешности в результатах определения суммарных амплитуд новейших движений. Однако, по нашему мнению, эти возможные погрешности меньше тех ошибок порядка первых сотен метров, которые постоянно будут допускаться, если не учитывать изменений уровня Мирового океана. Вторая составляющая определяется исходя из конкретных палеогеоморфологических условий, имевших место накануне новейшего этапа в пределах того или иного региона. С учетом рассматриваемой поправки расчет суммарных амплитуд вертикальных неотектонических движений может производиться по формуле: $D = A_0 - P$, где D — суммарная амплитуда вертикальных неотектонических движений, A_0 — абсолютная высота деформированного участка поверхности выравнивания, P — поправка. В зависимости от различных сочетаний палеогеоморфологических и неотектонических условий автором [3] предложено несколько вариантов расче-

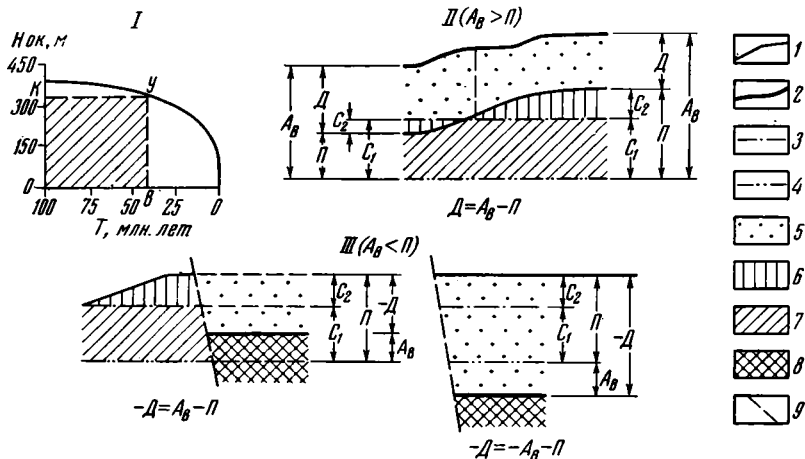


Рис. 1. Схемы расчета суммарных амплитуд вертикальных неотектонических движений (составил А. Г. Золотарев).

I — интегральная кривая изменения уровня Мирового океана за последние 100 млн. лет (по В. А. Шлейникову [10]). Схемы расчета суммарных амплитуд: II — при неотектонических поднятиях; III — при неотектонических погружениях. 1 — исходный уровень поверхности выравнивания накануне неотектонического этапа; 2 — современное положение деформированной поверхности выравнивания; 3 — уровень Мирового океана накануне неотектонического этапа; 4 — современное положение уровня океана; 5 — суммарная амплитуда неотектонических движений; 6 — превышение исходного уровня поверхности выравнивания над уровнем Мирового океана накануне неотектонического этапа; 7 — превышение древнего уровня Мирового океана (канун новейшего этапа) над современным; 8 — погружающиеся участки земной коры; 9 — разломы. Буквенные обозначения: У — положение уровня Мирового океана на интегральной кривой перед началом новейших движений на юге Сибирской платформы; В — начало неотектонического этапа на юге Сибирской платформы; К — превышение древнего уровня Мирового океана накануне неотектонического этапа над современным; Д — суммарная амплитуда неотектонических движений; A_B — абс. высота деформированного участка поверхности выравнивания; П — поправка; C_1 — первая составляющая поправки; C_2 — вторая составляющая поправки

тов (рис. 1). Наиболее простой из них для довольно распространенного случая в природе, когда положение исходной поверхности выравнивания выше древнего и современного уровней Мирового океана, приведен на рис. 1, II.

Впервые новый методический прием расчетов суммарных амплитуд вертикальных новейших движений был применен при составлении неотектонических карт и схем Восточной Сибири, в пределах которой расположена одна из обширных равнин мира — Среднесибирское плоскогорье, приуроченное к Сибирской платформе. Абсолютные высоты фрагментов исходной поверхности выравнивания колеблются на этой равнине в среднем в пределах от 200 до 800 м. За начало новейшего этапа для юга Сибирской платформы принята вторая половина палеогена [2]; для севера, согласно классическим представлениям о неотектоническом цикле [7], — граница палеогена и неогена. Среднее значение первой составляющей поправки для всей территории платформы, определенное графическим путем с помощью интегральной кривой В. А. Шлейникова (рис. 1, I) с учетом упомянутых положений нижних возрастных границ новейшего этапа в различных частях рассматриваемого региона, равно 300 м. Значение второй составляющей для южной части платформы равно 200 м, для северной — 100 м [3]. Таким образом, общая величина поправки составляет на юге платформы 500 м, на севере 400 м. После введения этой поправки в расчеты суммарных амплитуд вертикальных неотектонических движений оказалось, что вопреки существующему региональному представлению об общем поднятии в новейшее время Сибирской платформы [7] на ней выделялась обширная территория погружений (60% всей площади). На основании этого возникает другое представление, согласно которому Сибирская платформа испытывает в кайнозойе не поднятие, а опускание, на фоне которого в

двух разобщенных районах происходят поднятия: на северо-западе — в пределах Тунгусской синеклизы и на юго-востоке — вдоль границы с Байкальской горной областью (рис. 2). Величины двух составляющих суммарной поправки для Сибирской платформы взяты автором в минимальных вариантах; если брать другие возможные их значения, то площади двух районов поднятий на неотектонических картах этой территории значительно сократятся, если не исчезнут совсем, и, таким образом, факт погружения платформы станет еще более очевидным. В горах Восточной Сибири, характеризующихся большими амплитудами новейших поднятий, применение новой методики не повлекло за собой изменений положительного знака движений на отрицательный.

Новое представление о вертикальных неотектонических движениях Сибирской платформы вызывает вопрос: почему в области опускания нет повсеместного распространения мощных новейших отложений или

хотя бы косвенных признаков больших масштабов былой аккумуляции, что соответствовало бы представлению об отрицательных движениях этой территории? Наоборот, здесь, как и в районах поднятий, широко представлены следы противоположных явлений — эрозионно - денудационных: везде прослеживаются отдельные друг от друга склонами или участками расчлененного рельефа фрагменты поверхностей выравнивания, речных террас, определяющие характерную черту морфоскульптуры платформы — ярусность со все более молодым возрастом геоморфологических уровней в направлении сверху вниз. Объяснение этому можно дать следующее: по всей вероятности, амплитуды и скорости отрицательных неотектонических движений почти на всей территории области опусканий, за исключением немногих участков Центрально-Якутской низменности, были меньше скорости и общей величины понижения за это же время уровня Мирового океана. Поэтому для данной области в течение новейшего этапа характерно общее понижение базиса эрозии, стимулировавшее развитие в основном не аккумулятивных, а эрозионно-денудационных процессов. Изложенные представления получили поддержку на страницах периодической геоморфологической печати [5].

Введение поправки с учетом изменения уровня Мирового океана в расчеты суммарных амплитуд вертикальных неотектонических движений на территориях других равнин континентов приводит к выводам, аналогичным или близким тем, которые получены для Сибирской платформы. Автором были произведены расчеты на мелкомасштабных физико-географических картах равнин трех континентов: Северной Америки, Южной Америки и Австралии. Для вычисления первой составляющей поправки по графику В. А. Шлейникова (рис. 1, I) за нижнюю возрастную границу новейшего этапа был взят, согласно общепринятым неотектоническим представлениям [7], рубеж между палеогеном и неогеном (26—27 млн. лет). Превышение древнего уровня океана, существовавшего накануне новейшего этапа при данной его нижней возрастной

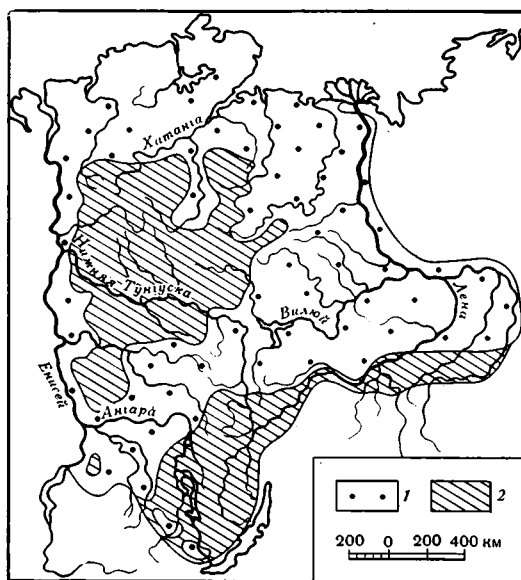


Рис. 2. Участки Сибирской платформы с различными знаками суммарных новейших движений (составил А. Г. Золотарев).

1 — область опусканий; 2 — район поднятий

границе, над современным уровнем составляло 290—300 м. Исходя из материалов, изложенных в монографии Д. А. Тимофеева [9], можно полагать, что денудационные поверхности выравнивания континентов вышались накануне новейшего тектогенеза над древним уровнем океана не менее чем на 200 м, аккумулятивные — на 100 м; эти две цифры в произведенных расчетах были приняты в качестве второй составляющей поправки. Результаты рассматриваемых вычислений показали, что в новейшее время вся территория платформенных равнин Центральной Австралии имеет отрицательный знак движения; опусканиями в это же время охвачено около половины площади и западной равнинно-платформенной области Австралии. В Южной Америке около 40% площади всех равнин, приуроченных к древней и молодой платформам, характеризуются в новейшее время отрицательным знаком суммарных вертикальных движений. Приблизительно такую же площадь занимают области опусканий и среди равнин Северной Америки.

В совокупности полученные результаты переопределения знаков суммарных амплитуд новейших вертикальных движений равнинных областей континентов с учетом изменений в кайнозое уровня Мирового океана представляют не только региональный, но и теоретический интерес, в частности потому, что свидетельствуют в пользу контракционной теории развития Земли. Действительно, наряду с фактом углубления океанических впадин в кайнозое [4, 6, 8] могут стать известны на континентах новые обширные территории с отрицательным знаком новейших движений. Вполне очевидно, что если в процессе дальнейших исследований полученные выводы найдут подтверждение, то они будут иметь не только научное, но и прикладное значение, в первую очередь в связи с изучением неотектонических условий образования, переформирования и сохранения полезных ископаемых.

Рассмотренные представления автора изложены, во-первых, в форме постановки вопроса о, возможно, широком распространении на равнинах континентов обширных территорий новейших отрицательных движений, считающихся ошибочно областями поднятий; во-вторых, в виде первой попытки подойти к решению этого вопроса.

Литература

1. Дедков А. П. Об использовании поверхностей выравнивания для определения суммарных величин новейших тектонических поднятий.— В кн.: Вопросы методики изучения новейших тектонических движений Волго-Уральской области. Тр. Волгоградск. совещ. по методике изучения новейших тектонических движений. Казань: Изд-во Казанского ун-та, 1965, с. 60—66.
2. Золотарев А. Г. Рельеф и новейшая структура Байкало-Патомского нагорья. Новосибирск: Наука, 1974, с. 58—64, 119.
3. Золотарев А. Г. Опыт расчета суммарных амплитуд неотектонических движений в связи с изменениями уровня Мирового океана.— Геоморфология, 1979, № 2, с. 38—46.
4. Леонтьев О. К. Об изменении уровня Мирового океана в мезозое — кайнозое.— Океанология, 1970, вып. 2, т. X, с. 276—285.
5. Леонтьев О. К. О поправке за изменения уровня Мирового океана к расчетам суммарных амплитуд неотектонических движений земной поверхности.— Геоморфология, 1980, № 3, с. 76—78.
6. Марков К. К. Палеогеография (в гл. «Развитие гидросферы»). М., Изд-во МГУ, 1960, с. 114—116, 122, 123.
7. Николаев Н. И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР (Введение и гл. «Основные черты неотектоники и рельефа материковых платформ»). М.: Госгеолиздат, 1962, с. 15, 16, 149, 150.
8. Николаев Н. И. Эвстазия, изостазия и вопросы неотектоники.— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1972, № 1, с. 6—22.
9. Тимофеев Д. А. Поверхности выравнивания суши (Гл. «Возраст поверхностей выравнивания и их географическое распространение»). М.: Наука, 1979, с. 29—107.
10. Шлейников В. А. Изменение уровня Мирового океана в мезокайнозое. М.: Наука, 1975, с. 45—49.
11. Vail P. R., Mitchum R. M., Thompson S. Seismic stratigraphy global changes of sea Level. Seismic stratigraphy — application to hydrocarbon exploration.— Amer. Assoc. Petrol. Geologists. Mem. 26, 1977, p. 34—39.

УДК 551.248.2(47)

ЗВЕРЕВ А. Т.

ВЗАИМОСВЯЗЬ СОВРЕМЕННЫХ, НОВЕЙШИХ И ДРЕВНИХ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Взаимосвязь тектонических движений изучена при помощи сопоставления интенсивности их проявления и структурных планов развития. Построены карты корреляционной связи по площадям 480×480 и 320×320 км². Показано, что тектонические движения платформы являются следствием интерференции двух типов движений — длинноволновых (длина волны до 1000 км) и коротковолновых (длина волны в среднем около 200 км), имеющих разную природу и глубину заложения.

Взаимосвязь тектонических движений Восточно-Европейской платформы (в пределах СССР) изучена на основе сопоставления интенсивности и структурных планов их развития при помощи коэффициентов корреляции (r) и подсчета площадей перекрытия интервалов скорости и амплитуд тектонических движений разной интенсивности, выделенных на соответствующих картах. В работе использованы карты современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы (ГУГК, 1971), новейшей тектоники (под ред. Н. И. Николаева и С. С. Шульца, 1959), докембрия континентов (Объединение «Аэрогеология», 1975) и тектоническая карта СССР (Атлас СССР, ГУГК, 1969). Для удобства работы карты предварительно приводились к одному масштабу (1:8 000 000) и трансформировались в одну проекцию. Подсчет площадей велся по сетке с размером элементарной ячейки 2×2 мм².

По картам сопоставлены следующие параметры — скорость (V) современных вертикальных движений земной коры (СВДЗК), амплитуда ($A_{нт}$) неотектонических (неоген-четвертичных) движений (НТ) и глубина залегания поверхности кристаллического фундамента платформы, которая в основном обусловлена амплитудой (A_t) древних (донеогеновых) тектонических движений (ДТ). Данные параметры, хотя и отличаются по своей физической сущности, но характеризуют одно и то же свойство тектонических движений — интенсивность их развития. Поэтому изучение характера их взаимосвязи дает возможность оценить относительную подвижность и степень унаследованности планов движений коры платформы на разных этапах ее развития.

Количественный анализ карт показывает, что для платформы характерно преобладание развития СВДЗК, НТ и ДТ малой интенсивности. Это обусловило то, что для платформы в целом и отдельных ее крупных частей характерны довольно низкие средние значения V , $A_{нт}$; A_t . К западу от меридиана 40 в. д. $\bar{V} = 1$ мм/год, $A_{нт} = 100$ м, \bar{A}_t (без щитов) = -1 км, а \bar{A}_t (со щитами) = $-0,5$ км. К востоку от 40° в. д. (без Прикаспийской синеклизы) $\bar{V} = -3,5$ мм/год, $A_{нт} = 100$ м и $\bar{A}_t = -2$ км. В Прикаспийской синеклизе $\bar{V} = 1$ мм/год, $A_{нт} = -200$ м, $\bar{A}_t = -9$ км. На территории всей платформы $\bar{V} = -1$ мм/год, $A_{нт} = 100$ м, \bar{A}_t (без щитов) = $-2,5$ км и \bar{A}_t (со щитами) = -2 км. Широкое развитие СВДЗК, НТ и ДТ относительно малой интенсивности указывает на довольно спокойный характер развития геодинамического режима Восточно-Европейской платформы.

Максимальные значения площадей перекрытия интервалов V , $A_{нт}$ и A_t друг другом обычно составляют 40—50% от их общей площади. Но они, как правило, увеличиваются до 60—80% при переходе к повышенным значениям V , $A_{нт}$ и A_t и иногда понижаются от 30—35% для малых их значений. Это свидетельствует о том, что на платформе имеются оча-

ги (зоны) преимущественно интенсивного развития тектонических движений.

На рис. 1 показаны наиболее тесно связанные интервалы V , A_{HT} и A_T , т. е. интервалы, обладающие наибольшей площадью перекрытия. Характер кривых говорит о том, что на территории платформы имеется общая тенденция к предпочтительной связи СВДЗК, НТ и ДТ одной интенсивности и знака. Предпочтительная связь положительных значений V и высоких A_{HT} с положительными структурами, а отрицательных

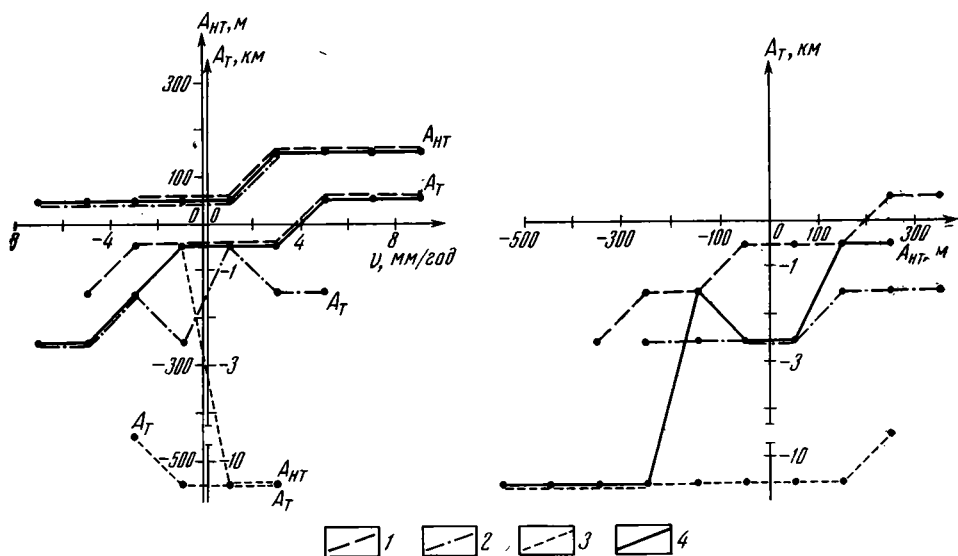


Рис. 1 Наиболее тесно связанные интервалы: а — скорости современных движений коры с амплитудами новейших A_{HT} и древних (A_T) движений, б — амплитуд новейших движений коры с древними движениями. 1 — к западу от меридиана 40° в. д., 2 — к востоку от меридиана 40° в. д., 3 — в Прикаспийской синеклизе, 4 — на всей территории платформы

V и A_{HT} и низких положительных A_{HT} с отрицательными структурами платформы неоднократно отмечалась ранее [5, 7—10].

Наиболее отчетливо преобладание (унаследованность) планов развития тектонических движений проявлена к западу от меридиана 40° в. д. К востоку от него она проявлена слабее и выражена лишь в развитии СВДЗК по отношению к НТ. Последнее сказывается в том, что при явном преобладании обращенного плана развития СВДЗК по отношению к НТ отмечается предпочтительная связь восходящих и слабых нисходящих современных движений к областям активных неотектонических поднятий, а относительно быстрых современных опусканий — к областям неотектонических опусканий или слабых поднятий. В Прикаспийской синеклизе наблюдается прямая связь НТ с ДТ и обратная СВДЗК с НТ и ДТ.

Однако если в целом у крупных структур платформы наблюдается определенная преобладание в развитии разновозрастных тектонических движений, то движения образующих их блоков коры обладают относительно большой автономностью. Они, подчиняясь в целом генеральному плану развития структур, имеют значительно больший размах изменения ориентировки, интенсивности и знака движений. К данному выводу приводит качественный анализ карт СВДЗК, НТ и ДТ, который выявляет значительную зависимость характера движений блоков коры от геодинамической обстановки в соседних тектонически активных областях. Этим во многом объясняется неполное совпадение площадей СВДЗК, НТ и ДТ одной интенсивности и знака, а также невыдержанная по величине и форме корреляционная связь отдельных интервалов V , A_{HT} и A_T , которая устанавливается по интервальным коэффициентам

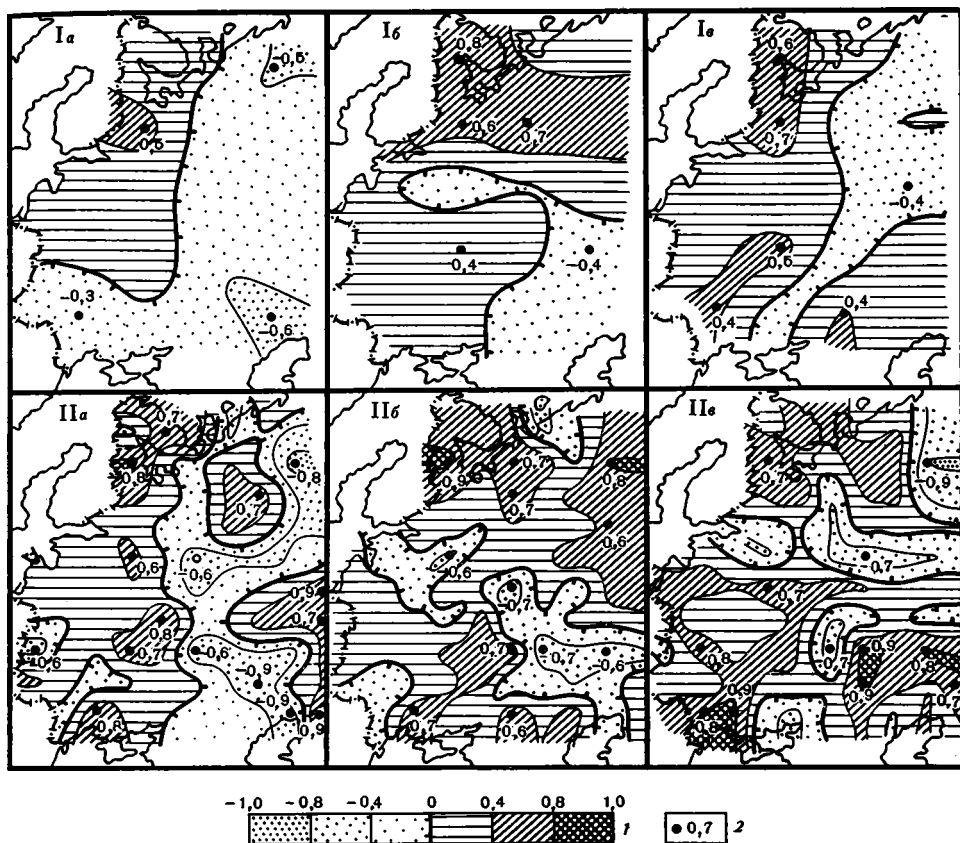


Рис. 2. Схемы корреляционной связи вертикальных тектонических движений Восточно-Европейской платформы, построенные по коэффициентам корреляции, рассчитанным для площадей $480 \times 480 \text{ км}^2$ (I) и для площадей $320 \times 320 \text{ км}^2$ (II): а — для современных и новейших движений коры, б — для современных и древних движений коры, в — для новейших и древних движений коры. 1 — шкала значений коэффициентов корреляции, 2 — экстремальные значения коэффициентов корреляции

корреляции [5]. Об относительной автономности блоков коры свидетельствуют и низкие значения r , получаемые для крупных частей платформы [5, 6], которые отражают среднюю величину и формы корреляционной связи между СВДЗК, НТ и ДТ.

Для выяснения характера взаимосвязи СВДЗК, НТ и ДТ в отдельных блоках коры на всей исследуемой территории проведен корреляционный анализ по площадям размером $480 \times 480 \text{ км}^2$ и $320 \times 320 \text{ км}^2$. Площади $480 \times 480 \text{ км}^2$ примыкают друг к другу, а $320 \times 320 \text{ км}^2$ взаимно перекрываются на 80 км. Для площадей $480 \times 480 \text{ км}^2$ r рассчитывался по 36 точкам, а для $320 \times 320 \text{ км}^2$ по 16 точкам, равномерно распределенным в узлах сетки со стороны элементарной ячейки 80 км. На базе полученных значений r , отнесенных к центрам расчетных площадей, построены схемы корреляционной связи СВДЗК с НТ и ДТ и НТ с ДТ (рис. 2), которые в наглядной форме иллюстрируют закономерности пространственных изменений степени и формы корреляционной связи между СВДЗК, НТ и ДТ.

Значения r для площадей $480 \times 480 \text{ км}^2$ еще достаточно низкие. Лишь в северной части платформы их величина поднимается до $0,52 \div 0,80$, а в Прикаспийской синеклизе до $-0,64$. Широкие поля развития прямой и обратной форм корреляционной связи, как правило, обладают простой внутренней структурой. Анализ корреляционных схем показывает преобладание между СВДЗК и НТ прямой формы связи в западной части платформы и обратной — в восточной и южной ее частях. Для СВДЗК и ДТ почти на всей территории преобладает прямая форма корреляцион-

ной связи. Исключение составляет Прикаспийская синеклиза и ее северное обрамление, а также узкая субширотная полоса, протягивающаяся к северу от Москвы. Для НТ и ДТ всюду преобладает прямая форма связи, за исключением полосы, протягивающейся от Приазовья к Среднему и Северному Уралу (см. рис. 2).

На схемах корреляционной связи, построенных на базе расчетных площадей 320×320 км², изменение величины и формы взаимосвязи между СВДЗК, НТ и ДТ выражено в значительно большей степени. Величина r изменяется в пределах от 0,87 до —0,85. На данных схемах между корреляционными полями сохраняются те же пространственные взаимоотношения, которые установлены по площадям 480×480 км², но здесь они имеют более дифференцированный характер. Так, в пределах восточной и южной частей платформы, характеризующихся обратной формой связи между СВДЗК и НТ, обособились районы с достаточно высокой прямой формой связи, которые охватывают восточную и западную части Украинского щита, южное Приуралье и область Тиманской системы. Область обратной связи СВДЗК и ДТ в Прикаспийской синеклизе сместилась в северо-западном направлении. Появились новые небольшие участки обратной связи СВДЗК и ДТ в юго-западной и северо-восточной частях платформы. Единая зона обратной связи НТ и ДТ распалась на ряд отдельных участков и появилась новая субширотная полоса обратной связи, протягивающаяся почти непрерывно от Среднего Урала до Финского залива.

Схемы корреляционной связи показывают, что СВДЗК обладают наибольшей преемственностью не по отношению к НТ, а по отношению к плану ДТ. Точно так же для НТ характерна наиболее выдержанная связь с ДТ, а не с СВДЗК, т. е. планы развития СВДЗК и НТ в значительной степени контролируются древним структурным планом развития. И если отдельные блоки коры в зависимости от геодинамической обстановки в соседних тектонически активных областях меняют план движений, то в целом крупные структуры платформы являются достаточно устойчивыми образованиями и отличаются определенной стабильностью развития, отражающей общий генеральный план развития платформы. По-видимому, к данному генеральному плану тектонических движений возвращается на современном этапе Восточно-Европейская платформа. О современном (по отношению к неотектоническому плану) плане развития тектонических движений писали Д. А. Лилиенберг и др. [7], И. В. Калашникова, В. А. Магницкий [6]. Смена планов движений блоков земной коры платформы началась по крайней мере с голоцена, так как для СВДЗК и голоценовых движений характерна очень высокая корреляционная связь со значениями r , равными $0,75 \div 0,91$ [3, 6].

Корреляционный анализ показывает общее увеличение тесноты связи между V , $A_{нт}$ и A_t с уменьшением размеров расчетных площадей r . Наиболее тесная связь устанавливается для блоков платформы, имеющих в среднем размеры около 200 км [4].

Основные черты рельефа фундамента Восточно-Европейской платформы определились в позднепротерозойское время. Последующие вертикальные движения коры внесли лишь второстепенные изменения [2]. Это, видимо, обусловлено постоянством положения источников движений большого радиуса на протяжении всего неогена. Это отличает их от источников движений малых радиусов, которые, имея значительно большую мобильность, приводят в движения отдельные блоки коры.

Наблюдающаяся относительная устойчивость развития крупных структур платформы и значительная автономность движений слагающих их блоков коры говорят о разной глубине зарождения этих движений. Одновременное воздействие разноглубинных источников тектонических движений на кору платформы приводит к появлению сложной интерференционной картины движений, в которой проявляются как элементы стабильности, так и большая зависимость плана движений коры от геодинамической обстановки в соседних активно развивающихся областях.

Глубина залегания источников тектонических движений находится в

прямой зависимости от размеров вовлекаемых ими в движения участков платформы. Поэтому для движений большого радиуса, которые вызывают развитие крупных структур (шитов, антеклиз, синеклиз), она должна достигать 500—1000 км. Для движений относительно малого радиуса, которые вызывают дифференцированное развитие отдельных блоков крупных структур, она не должна превышать 200 км. Возможным подтверждением данного заключения могут являться результаты спектрального анализа изостатического поля, проведенного на территории СССР [1], которые показывают наличие глубинных (подастеносферных) источников для длинноволновых (длина волн около 1000 км) и менее глубинных (литосферных) коротковолновых (длина волн в среднем 100 км) изостатических аномалий.

Вертикальные движения большого радиуса могут развиваться вследствие неравномерного развития зон фазовых переходов, которые образуют несколько слоев в диапазоне глубин 400—1000 км. Неравномерное развитие этих зон может вызываться неравномерным изменением с глубиной P — T -условий под воздействием мощных глубинных источников энергии, которые, возможно, связаны с развитием границы ядро — мантия.

Вертикальные движения коры малых радиусов связаны, по-видимому, с физико-химическими процессами, протекающими в астеносфере и литосфере под воздействием геодинамического режима соседних активно развивающихся областей. При этом конкретное их выражение во многом контролируется геодинамическим режимом самой платформы.

Таким образом, вертикальные тектонические движения земной коры Восточно-Европейской платформы являются следствием интерференции двух типов движений — длинноволновых и коротковолновых. Длинноволновые движения отражают общую тенденцию в развитии собственного геодинамического режима платформы. Они более глубинны и приводят к образованию крупных структур типа шитов, антеклиз и синеклиз. Коротковолновые движения, являясь по своему характеру наложенными, имеют меньшую глубину заложения и в значительной степени отражают воздействие на платформу геодинамического режима соседних тектонически более активных областей. Они вызывают дифференцированное развитие отдельных блоков крупных структур. На современном этапе развития платформы отмечается общее уменьшение интенсивности воздействия геодинамических режимов соседних тектонических областей и усиление за счет этого проявления собственного геодинамического режима платформы.

Литература

1. *Артемьев М. Е.* Изостазия территории СССР. М.: Наука, 1975, с. 193—194.
2. *Белоусов В. В.* Основы геотектоники.— М.: Недра, 1975, с. 95.
3. *Былинская Л. Н.* Изучение современных тектонических движений геоморфологическими и статистическими методами. М.: Наука, 1974, с. 42—43.
4. *Донабедов А. Т., Сидоров В. А.* Современные вертикальные движения земной коры, их связь с геофизическими полями и распределением месторождений полезных ископаемых.— В кн.: Современные движения земной коры, № 5, Тарту, 1973, с. 618.
5. *Зверев А. Т., Ширяев Е. Е.* Корреляционный анализ карт современных, новейших и древних вертикальных тектонических движений Восточно-Европейской платформы.— Изв. вузов. Геодезия и аэрофотосъемка, 1981, № 2, с. 71—72.
6. *Калашникова И. В., Магницкий В. А.* Об унаследованном характере современных движений земной коры.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1978, № 10, с. 18.
7. *Лилиенберг Д. А., Сетунская Л. Е., Благоволин Н. С. и др.* Морфоструктурный анализ современных вертикальных движений европейской части СССР.— Геоморфология, 1972, № 1, с. 11—12.
8. *Мещеряков Ю. А.* Вековые движения земной коры. Некоторые итоги и задачи исследований.— В кн.: Современные движения земной коры. № 1. М.: Наука, 1963.
9. *Николаев Н. И.* Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1962, с. 149.
10. *Никонов А. А.* Голоценовые и современные движения земной коры. М.: Наука, 1977.

УДК 551.248.2(571.56)

БОЧАРОВ Г. В., ГУСЕВ Г. С., ЕСИКОВА Л. В.,
СПЕКТОР В. Б.**КАРТА СОВРЕМЕННЫХ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ
ТЕРРИТОРИИ ЯКУТСКОЙ АССР**

По результатам высокоточного повторного нивелирования построена карта современных вертикальных движений на территорию восточной части Сибирской платформы и запада Верхояно-Чукотской области. Для первого района характерны, по-видимому, гляциоизостатические короткопериодные, высокоамплитудные поднятия и опускания, не оказывающие существенного влияния на формирование рельефа. Для горной территории Восточной Якутии устанавливаются малоамплитудные, но устойчивые по знаку новейшие движения, с которыми связано формирование основных морфоструктур.

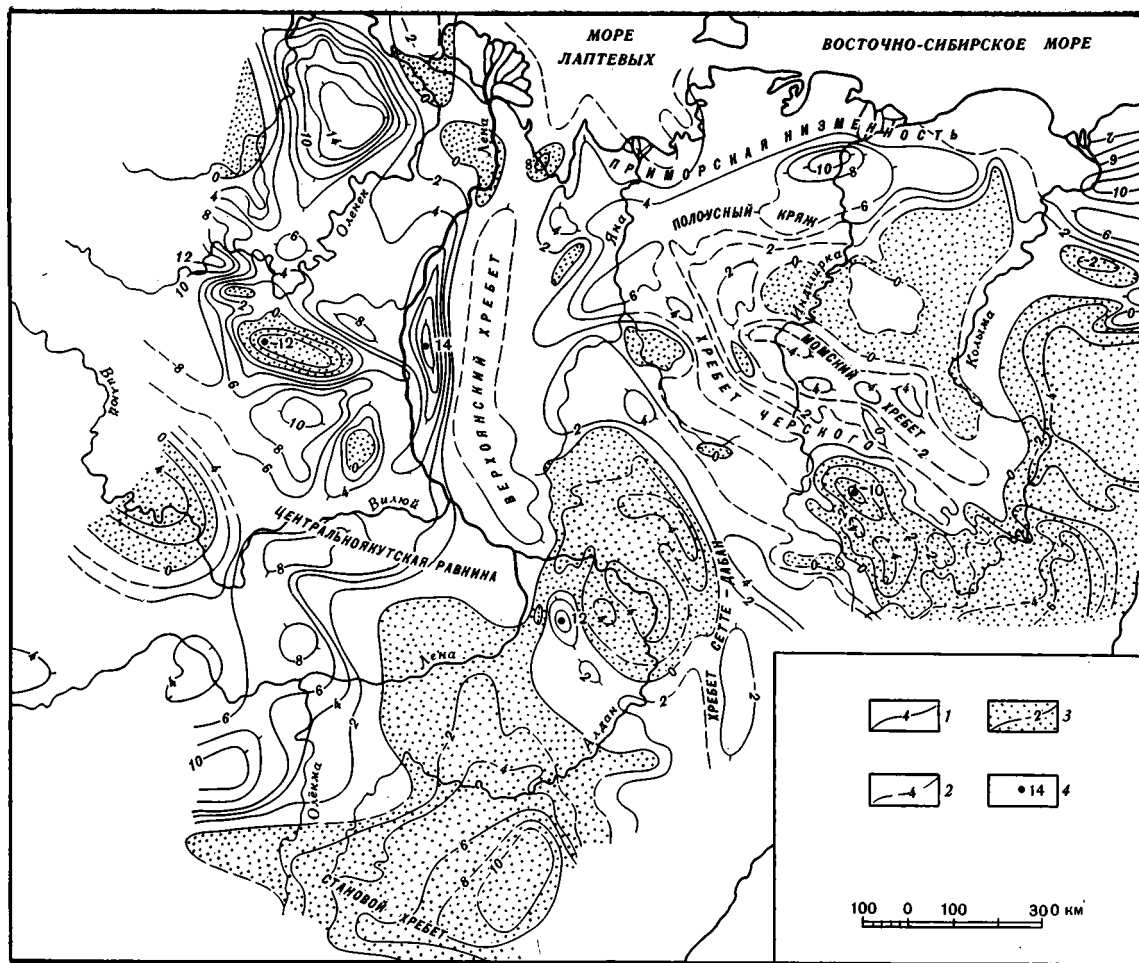
В основу построения карты положены данные по скоростям и знаку современных вертикальных движений земной коры, определенные по результатам высокоточного повторного нивелирования, выполненного подразделениями ГУГК при Совете Министров СССР за период с 1936—1980 г. За указанный период проложено 19 000 км повторного нивелирования, использованного для получения количественных характеристик новейших тектонических движений. Подобного рода работа для территории ЯАССР выполнена впервые, хотя некоторые сведения о характере современных движений вдоль побережья ЯАССР были недавно опубликованы А. А. Никоновым [3].

По скоростям и характеру вертикальных движений территория Якутии четко разделяется на три региона: Сибирскую платформу, Верхояно-Чукотскую и Алдано-Становую области (рисунок). Отличие их заключается в том, что Сибирская платформа резко дифференцирована по векторам и величинам скорости современных вертикальных движений, районы однонаправленных векторов имеют изометричные очертания и нередко торцовые сочленения друг с другом. Иная структура современных деформаций характерна для Верхояно-Чукотской области, где наблюдаются обширные линейные области поднятий и опусканий, плавно сочленяющиеся друг с другом. В Алдано-Становой области устанавливаются отрицательные слабодифференцированные опускания.

Указанные отличия выражены и в аномальных изостатических полях в редукции Грааф-Хантера. На Сибирской платформе современным поднятиям земной коры отвечают отрицательные аномалии, в Верхояно-Чукотской области отмечается как прямое, так и обратное соотношение знаков скоростей и изостатических аномалий силы тяжести, в Алдано-Становой области отмечается обратное соотношение вектора скорости и знака аномалий. Отчетливая корреляция современных вертикальных движений земной коры с изостатическими аномалиями силы тяжести позволяет приблизительно оценить вектор скорости на некоторых из участков с редкой сетью геодезических измерений.

На Сибирской платформе области современных поднятий располагаются в основном в пределах древних тектонических впадин, области опусканий приурочены к древним положительным структурам, шитам и крупным поднятиям.

Так, на севере Сибирской платформы, на междуречье рек Анабар и Оленек выделяется крупная зона современных поднятий со скоростью от 6 до 14 мм/год, которая занимает территорию палеозойской Суханской впадины. Анабарскому массиву и Оленекскому поднятию, наоборот, отвечает зона относительных опусканий или нулевых значений скорости движений. На юге Сибирской платформы Алданский шит и



Карта современных вертикальных движений земной коры на территории Якутской АССР

1—3 — изолинии скорости (мм/год) (1 — уверенные и 2 — предполагаемые в зонах поднятий, 3 — в зонах опусканий), 4 — значения скорости (мм/год) в отдельных точках

Становик в современную эпоху испытывают опускание, а осевая часть Вилюйской синеклизы (нижнее течение р. Вилюй) поднимается со скоростью до 6—8 мм/год. Однако на востоке Сибирской платформы имеются крупные участки, где корреляция с тектоническими структурами не устанавливается. Так, на междуречье рек Оленек и Вилюй, а также в верховьях рек Тюнг, Муна и Марха выделяются не крупные, но высокоградиентные (до 20 мм/год) зоны современных поднятий и опусканий, не совпадающие с соответствующими тектоническими структурами и не имеющие четкого выражения в рельефе.

Следует заметить, что структурный рисунок современных тектонических движений севера Сибирской платформы весьма сходен с тем, который характерен для периферических частей гляциоизостатических поднятий Северо-Американской и Восточно-Европейской платформ [3, 4]. Если учесть то обстоятельство, что северо-западная часть Сибирской платформы (район плато Путорана) также была подвержена оледенению [1], а исследованная нами территория располагается в периферической части этого плато, то можно думать, что высокоградиентные современные движения и здесь также имеют в основном не тектоническую, а гляциоизостатическую природу.

В Верхояно-Чукотской области, как и в других областях молодого горообразования [2, 6], устанавливается прямая корреляция знака современных движений с крупными формами рельефа и тектоническими структурами. Хребты Верхоянский, Черского, Сунтар-Хаята, Момский испытывают поднятия со скоростью от 2 до 4 мм/год, а разделяющие их плоскогорья или опускаются со скоростью до 6 мм/год, например Нерское плоскогорье, или поднимаются со скоростью до 2 мм/год. Территории Колымского и Омолонского массивов (Абыйская, Колымская впадины, плоскогорья бассейна р. Омолон) испытывают опускание.

На границе Верхояно-Чукотской области и Сибирской платформы выделяется узкая зона современного поднятия, пространственно совпадающая с Соболюх-Маянским надвигом. Указанный разлом имеет субмеридиональное простирание, при падении плоскости на восток. Он относится к одному из ответвлений древнего Западно-Верхоянского шва, разделяющего Сибирскую платформу и Верхояно-Чукотскую область. В позднем мезозое по зоне этого разрыва происходило надвигание складчатых сооружений на платформу. По-видимому, как на это указывает характер современных вертикальных движений, этот процесс продолжается и в современную эпоху.

В Приморской низменности намечаются западный, прилегающий к морю Лаптевых, и восточный, расположенный на побережье Восточно-Сибирского моря, районы, характеризующиеся разными типами современных движений. Для первого характерны опускания со скоростью до 2 мм/год, а для второго дифференцированные движения, в том числе и высокоградиентные поднятия со скоростями до 10 мм/год. Последние, как и в зоне сочленения Сибирской платформы с Верхоянем, приурочены к узкой полосе, совпадающей с позднемезозойской шовной зоной, разделявшей неодинаковые по строению Гиперборейский и Северо-Азиатский континентальные блоки [5]. По-видимому, и эта высокоградиентная зона представляет собой участки торшения земной коры между сближающимися в современную эпоху геоблоками.

Таким образом, на территории Якутской АССР равнинные области характеризуются проявлением высокоскоростных (до 20—30 мм/год) вертикальных движений земной коры. Они, по-видимому, обусловлены короткопериодическими, может быть гляциоизостатическими, периферийными движениями, и поэтому с ними не связано образование на этих территориях четких морфоструктур. В противоположность этому горные области Восточной Якутии характеризуются низкоскоростными (до 6 мм/год), но, по-видимому, долгопериодными движениями земной коры, и поэтому с ними связано формирование главных морфоструктур этого региона (горных хребтов и межгорных впадин и плоскогорий). Такие коренные различия равнинных (платформенных) и горных (орогенных)

областей, как об этом свидетельствуют, кроме данных по характеру современных вертикальных движений, материалы по тектонике и сейсмологии, обусловлены коренным различием в геодинамической обстановке.

Литература

1. Геологическая карта Сибирской платформы масштаба 1 : 1 500 000. Гл. ред. Благовещенская М. Н. М.: ВАГТ, 1973.
2. *Кашин Л. А.* О программе высокоточного нивелирования и его научно-техническом значении.— Геодезия и картография, 1968, № 10, с. 11—17.
3. *Никонов А. А.* Голоценовые и современные движения земной коры. Геолого-геоморфологические и сеймотектонические вопросы. М.: Наука, 1977. 236 с.
4. *Никонов А. А.* Современные вертикальные движения земной коры Северной Америки.— Геотектоника, 1978, № 6, с. 110—119.
5. *Сеславинский К. Б.* Южно-Анхойская сутура (Западная Чукотка).— Докл. АН СССР, 1979, т. 249, № 5, с. 1181—1185.
6. *Сомов В. И.* Современные движения земной коры Карпат и сопредельных стран.— Геотектоника, 1974, № 6, с. 97—104.

ГУГК
Институт геологии
Якутского филиала СО АН СССР
Центральная комплексная
тематическая экспедиция
ПГО, Якутскгеология

Поступила в редакцию
8.X.1980

УДК 551.26(571.1)

МАКСИМОВ Е. М.

К МЕТОДИКЕ ФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА ПЛАТФОРМЕННЫХ ТОЛЩ (НА ПРИМЕРЕ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ)

В качестве формаций предлагается выделять крупные геологические тела более или менее однородного состава, строения, цвета и происхождения. Выделяются формации нескольких рангов, причем каждая формация высшего ранга состоит из формаций низшего ранга. По признаку строения среди многопородных платформенных формаций предлагается выделять ритмично-слоистые и линзовидно-слоистые формации. Различаются несколько типов и рангов ритмов и ритмитов. В платформенном чехле Западно-Сибирской плиты выделяются два трансгрессивно-регрессивных мегаритма: верхнеюрско-сеноманский, турон-палеогеновый. Основные запасы нефти приурочены к неокомской песчано-глинистой ритмично-слоистой континентально-морской формации, основные запасы газа — к апт-альб-сеноманской песчаной континентальной формации.

В геологической литературе в настоящее время существует множество определений формаций, что затрудняет применение формационного метода для практических целей. Критический обзор этих определений дан В. И. Цейслером [3]. Им, в частности, отмечается, что каждый исследователь, давая свое определение, подчеркивает какое-либо одно свойство формаций: литологический состав (карбонатные, терригенные и т. д.), строение (флиш), генезис отложений (морская, континентальная, лагунная), тектоническая приуроченность (платформенные, геосинклинальные), стадии развития тектонических элементов (доинверсионные, инверсионные, орогенные), содержание полезных ископаемых (угленосная, железорудная) и др.

Н. С. Шатский [5] определил формацию как парагенезис горных пород. В апреле 1978 г. в Московском государственном университете имени М. В. Ломоносова проходил всесоюзный семинар на тему «Осадочные формации и их нефтегазоносность», организованный кафедрой геологии и геохимии горючих ископаемых. В своем докладе Н. Б. Вассоевич подчеркнул, что определение формации, данное Н. С. Шатским, является неопределенным, неконкретным. «Единственный общий признак великого множества осадочных формаций, — отметил он в частности, — это то, что они представляют собой осадочно-породное тело» [1].

Понимание формации как геологического тела наиболее четко изложено Ю. А. Косыгиным: «Мы будем под геологическими формациями понимать ассоциацию горных пород, объединяющихся в крупные геологические тела» [2, с. 304]. Требование крупности тел вытекает из самого метода формационного анализа, задачей которого является сравнение относительно крупных геологических пространств по их составу и строению с целью поиска рудных зон, полей, нефтегазоносных областей, районов и т. д. Мелкие геологические тела (слой, пласт, жила и т. д.) изучаются другими геологическими дисциплинами.

Будучи геологическими телами, формации должны обладать всеми их свойствами: иметь определенный вещественный состав, строение, цвет, полезные ископаемые, а также иметь определенный генезис в палеогеографическом, палеотектоническом, палеоклиматическом отношениях и т. д. Для выделения формаций наиболее важны такие их свойства, которые опознаются однозначно всеми исследователями и являются бесспорными. Как отмечает Ю. А. Косыгин, к числу таких свойств в первую очередь относятся вещественный состав и строение, а генетические признаки познаются во вторую очередь, несут в себе много субъективного и не могут быть положены в основу выделения формаций.

Уместно в связи с этим вспомнить высказывание одного из основоположников учения о формациях Н. С. Шатского: «Выделение формаций на основании полевых наблюдений и изучения смены одних парагенезов другими является единственно возможным. Выделение формаций на основе надуманных классификаций (климатических, тектонических) и других теоретических предположений, хотя бы и очень широких, вряд ли будет способствовать особому прогрессу в деле изучения формаций» [4 (1960, с. 14)]. Группировка формаций по генетическим признакам может быть осуществлена только после выделения формаций.

Как и любое геологическое тело, формация должна иметь однородный вещественный (горно-породный) состав, однородное строение, однородный цвет. Однако требование однородности по мере возрастания размеров геологических тел становится все менее строгим, так как чем крупнее геологическое тело, тем оно многопороднее и сложнее построено.

Трудности в проведении границ таких сложных тел, как формация, могут быть преодолены введением принципа целесообразности и принципа рангов. Если для решения практических задач важно особо подчеркнуть наличие какого-либо маломощного, но весьма характерного для данного бассейна горизонта, то его можно выделить в качестве самостоятельной формации. Например, для нефтегазоносных бассейнов весьма важным показателем является наличие маломощных битуминозных формаций. По их наличию можно судить о перспективах нефтегазоносности платформенных толщ [6]. Ранги формаций могут быть выделены в соответствии с рангами тектонических структур. Наивысшим рангом, очевидно, следует считать формации материковые и океанические.

Материковые формации подразделяются на формации II ранга: геосинклинальные и платформенные. В качестве формаций III ранга представляется возможным выделить эвгеосинклинальные, миеосинклинальные, формации срединных массивов, молассовые, трапповые, ортоплатформенные и др. К формациям IV ранга могут быть отнесены составные части эвгеосинклиналей, ортоплатформенных чехлов и т. д. в виде групп осадочных, эффузивных, эффузивно-осадочных, интрузивных, метаморфических формаций. V ранг формаций — это подразделения внутри осадочных, эффузивных и других формаций. Среди осадочных пород в качестве формаций V ранга могут быть выделены группы терригенных, хемогенных, органогенных формаций и т. д. К низшему VI рангу следует отнести наиболее мелкие формационные тела. Это элементарные формации, из которых состоят формации высших рангов. Название элементарной формации должно отражать в первую очередь вещественный состав и характерный тип строения, цвет формационного тела или содержание полезных ископаемых. Например, термин «глинистая формация» вполне определенно вызывает представление о некотором крупном геологическом теле, состоящем главным образом из глинистых пород. Аналогичным образом термин «красноцветная песчано-глинистая формация» характеризует геологическое тело крупных размеров, состоящее из переслаивания песков и глин, большей частью окрашенных в красный и бурый цвета. В название элементарной формации могут входить словосочетания, характеризующие признаки строения (ритмично-слоистая, линзовидно-слоистая) или же условия происхождения (континентальная, морская и т. д.). По объему элементарные формации соответствуют свитам или же нескольким свитам. Свита имеет определенные возрастные ограничения, а при выделении формаций главными признаками являются литологическая однородность и тип строения. Следовательно, формационные границы могут пересекать стратиграфические, а формации — объединять в себе несколько близлежащих свит.

Вопрос о том, следует ли выделять формации в объеме одной или нескольких свит, т. е. VI или V ранга, зависит от конкретных целей и масштаба исследований. Например, В. И. Цейслер [3] рекомендует выделять крупные ассоциации горных пород в качестве ассоциации фор-

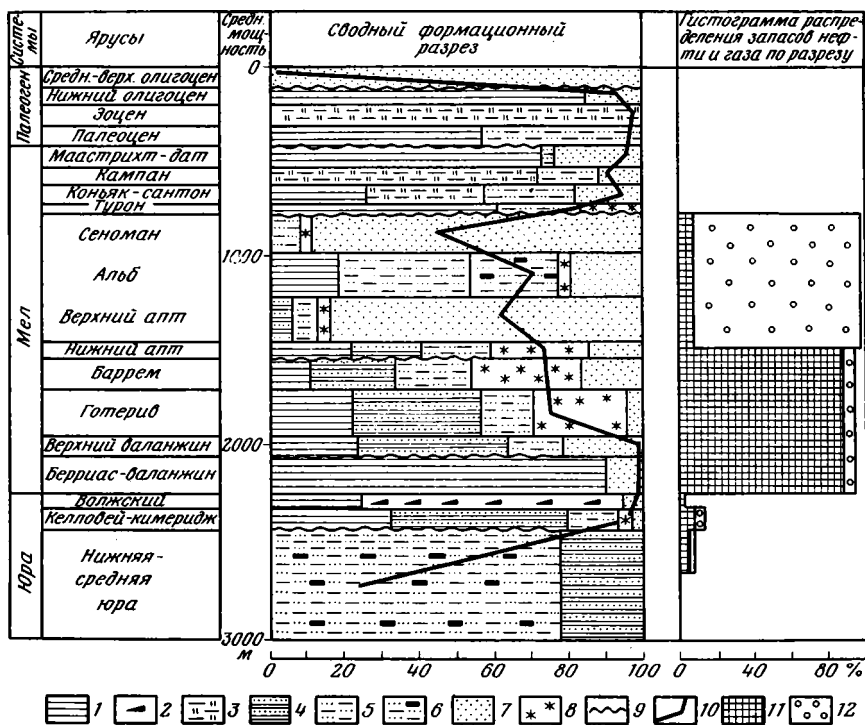
маций. В пределах бассейна Тетис им выделены ассоциации терригенных сероцветных формаций, карбонатных формаций, карбонатно-терригенных формаций и др. С позиции принципа рангов названные ассоциации формаций относятся к формациям V ранга. При глобальных исследованиях выделяются формации I—II рангов, а при региональных и детальных исследованиях — III—VI рангов. Каждая формация высшего ранга состоит из формаций низших рангов.

С учетом вышеизложенного в платформенном чехле Западно-Сибирской плиты выделяются следующие элементарные формации: песчано-глинистая слабоугленосная, глинистая, глинистая битуминозная, кремнисто-глинистая, песчаная, песчано-глинистая сероцветная, песчано-глинистая красноватая и некоторые другие. По признаку строения среди песчано-глинистых формаций различаются линзовидно- и ритмично-слоистые. Ритмично-слоистая формация состоит из выдержанных по простиранию чачек песков и глин, чередующихся по разрезу. Для ее обозначения предлагается термин «ритмитовая формация» или просто «ритмит». Песчано-глинистые формации линзовидного строения предлагается называть линзолитовыми. Условия происхождения формаций в палеогеографическом отношении подчеркиваются добавлением терминов «морская», «континентальная» и т. д. Возраст формаций обозначается соответствующими названиями систем, отделов, ярусов, подъярусов. В итоге формируется довольно длинное название формаций, например: нижне-среднеюрская песчано-глинистая линзовидно-слоистая слабоугленосная континентальная формация. Удобство таких названий в том, что они включают в себя несколько главных признаков формаций, т. е. создают их образ (лик).

Особого внимания заслуживает выделение в платформенных чехлах ритмитовых формаций, так как они благоприятны для формирования многопластовых месторождений и последующего сохранения от разрушения. В условиях Западной Сибири имеют развитие двучленные ритмы. Нижний член его представлен песчаным пластом, верхний — глинами. В зависимости от строения выделяются двучленные ритмы трех типов: а) нижний член ритма малой мощности, верхний член резко преобладает над нижним; б) верхний и нижний члены примерно одинаковой мощности; в) верхний член ритма маломощен, слабо выражен, нижний член резко преобладает по мощности.

В зависимости от размеров выделяются ритмы нескольких рангов. Ритмы I ранга могут иметь мощность несколько километров, II ранга — около 1 км и т. д. Для нефтегазовой геологии на этапе поисково-разведочных работ наибольший интерес представляют ритмиты с ритмами меньших рангов, имеющих мощность от 50 до 200 и от 10 до 50 м. Исследования показывают, что в латеральных и вертикальных рядах формаций платформенного чехла Западно-Сибирской плиты существуют определенные закономерности смены одних формаций другими (рисунок). На большей части региона ортоплатформенный чехол начинается нижне-среднеюрской песчано-глинистой линзолитовой слабоугленосной континентальной формацией мощностью от 50 до 400—800 м. В Усть-Енисейском районе эта формация замещается песчано-глинистой ритмично-слоистой континентально-морской формацией. Ритмы типа В мощностью от 100 до 500 м (III—IV ранги) сложены внизу гравелитами, конгломератами, песчаниками прибрежно-континентального и континентального происхождения, вверху — морскими глинами. В целом формация состоит из четырех регрессивно-трансгрессивных ритмов. Каждая часть ритмов выделяется в виде самостоятельной свиты, которая при более детальных исследованиях может рассматриваться в качестве самостоятельной формации низшего ранга.

Выше в разрезе чехла повсеместно залегает трансгрессивно-регрессивный мегаритм верхнеюрско-сеноманского возраста мощностью 1—3 км. Трансгрессивную часть мегаритма составляют верхняя юра, берриас, нижний и средний валанжин, а в западных районах весь неоком и нижний апт, сложенные глинистой морской формацией. В ее низах полу-



Формации и нефтегазоносность Западно-Сибирской плиты

Формации: 1 — глинистая морская, 2 — глинистая битуминозная морская, 3 — глинисто-кремнистая морская, 4 — песчано-глинистая ритмитовая континентально-морская, 5 — песчано-глинистая линзолитовая континентальная, континентально-морская, 6 — песчано-глинистая линзолитовая слабоугленосная континентальная, 7 — песчаная континентальная, континентально-морская, 8 — песчано-глинистая красноцветная линзолитовая лагуно-континентальная, 9 — перерывы осадконакопления, 10 — ритмограмма объема морских осадков, %, 11 — нефть, 12 — газ

чили региональное развитие песчаные горизонты верхнего оксфорда (васюганская свита) и берриаса (ачимовская пачка) мощностью от 20 до 100 м. Максимальная трансгрессия приходится на волжский век, в течение которого в условиях некомпенсированного осадконакопления отлагались маломощные битуминозные глины. В центральных и восточных районах верхний валанжин, готерив и баррем относятся к переходной части мегаритма, сложены песчано-глинистой ритмично-слоистой континентально-морской формацией мощностью до 600—800 м. Всего внутри формации выделяются 20—25 ритмов мощностью 20—50 м. Регрессивную часть мегаритма слагает апт-альб-сеноманская песчаная континентальная формация мощностью до 1500 м. В западных районах плиты внутри песчаной формации регионально развита глинистая формация низшего ранга в объеме нижнехантымансийской подсвиты (нижний альб).

Туронско-палеогеновый трансгрессивно-регрессивный мегаритм составляет верхнюю часть платформенного чехла, имеет мощность до 1500 м. Трансгрессивную часть мегаритма составляют глинистые, глинисто-кремнистые морские формации верхнего мела, палеоцена, эоцена и нижнего олигоцена общей мощностью до 1000 м. Битуминозная формация отсутствует. Отсутствует также переходная — ритмично-слоистая формация. В восточных районах в низах глинистой формации регионально развит песчаный горизонт коньякского возраста (ипатовская пачка). Регрессивная часть мегаритма начала формироваться в среднем олигоцене, продолжает формироваться и в настоящее время. Она сложена песчаной континентальной формацией мощностью до 500 м. Неогеновые осадки на большей части территории отсутствуют.

Распределение формаций по стратиграфическому разрезу

Стратиграфические подразделения	Формации ¹ и их объемы, тыс. км ³								Всего тыс. км ³
	1	2	3	4	5	6	7	8	
Средний — верхний олигоцен	—	—	—	—	—	—	—	384	384
Нижний олигоцен	158	—	—	—	—	—	—	32	190
Эоцен	55	—	333	—	—	—	—	—	388
Палеоцен	193	—	—	69	—	—	—	10	272
Маастрихт — дат	218	—	—	10	—	—	—	76	304
Кампан	—	—	232	55	—	—	—	39	326
Коньяк — сантон	78	—	93	75	—	—	—	56	313
Турон	86	—	—	28	—	26	—	—	140
Верхний апт-альб-сеноман	139	—	—	552	30	58	112	1214	2081
Нижний апт	64	—	—	49	37	50	—	30	230
Баррем	94	—	—	97	111	155	—	93	550
Готерив	164	—	—	80	242	168	—	28	702
Верхний валанжин	112	—	—	43	139	—	—	58	352
Берриас — нижний валанжин	480	—	—	—	—	—	—	55	535
Волжский	46	130	—	10	—	—	—	—	186
Келловей — кимеридж	105	—	—	45	145	13	—	9	317
Нижняя — средняя юра	—	—	—	100	273	—	1200	—	1573
Итого	1990	130	659	1213	977	470	1312	2084	8843

¹ Формации: 1) глинистая морская, 2) глинистая морская битуминозная, 3) глинисто-кремнистая морская, 4) песчано-глинистая линзолитовая континентальная, континентально-морская, 5) песчано-глинистая ритмично-слоистая, континентально-морская, 6) песчано-глинистая красноцветная, 7) песчано-глинистая угленосная, 8) песчаная континентально-морская.

Проведенный анализ позволяет отметить следующие основные черты формационного строения платформенного чехла Западно-Сибирской плиты: 1) мегаритмичность, обусловленная чередованием мощных (600—1000 м) песчаных и глинистых, морских и континентальных формаций; 2) вертикальная направленность, выраженная неповторяемостью некоторых формаций в разрезе; 3) латеральная направленность, выражающаяся преобладанием песчаных континентальных формаций в восточных районах, глинистых морских формаций — в западной части плиты; 4) наличие битуминозной формации в низах чехла; 5) наличие ритмично-слоистой песчано-глинистой формации в средней части чехла. В вертикальном и латеральном рядах эта формация локализована в переходной зоне от трансгрессивных формаций к регрессивным, от морских формаций к континентальным. По своему местоположению в сводном разрезе она сопоставима с флишевой формацией геосинклиналей.

На сводном разрезе (см. рисунок, табл. 1) отчетливо видно, что платформенный чехол Западно-Сибирской плиты в основном сложен меловыми отложениями. Из общего объема осадков (8,8 млн. км³) глинистая морская формация составляет 22%, песчаная континентальная — 24% (табл. 2).

Особенности формационного строения определяют закономерности размещения нефтегазоносных комплексов и зон нефтегазоаккумуляции. Выделяются четыре нефтегазоносных комплекса, изолированных друг от друга региональными глинистыми покровками: ниже-среднеюрский, верхнеюрский, неокомский, апт-альб-сеноманский. Главным нефтеносным комплексом является неокомский. В нем локализовано 87% разведанных запасов нефти. Скопления нефти приурочены к песчано-глинистой ритмично-слоистой континентально-морской формации, развитой на обширных пространствах центральной субмеридиональной полосы. Эта нефтеносная формация в разрезе располагается над глинистой битуминозной формацией юры и над глинистой морской формацией берриаса, нижнего и среднего валанжина. С запада она замещается глинистой морской формацией мощностью около 500 м, с востока — песчаной континентальной. Такое геологическое положение ритмичной фор-

Формации платформенного чехла	Объем, тыс. км ³	%
Глинистая морская	1990	22
Глинистая битуминозная морская	130	1,5
Глинисто-кремнистая морская	658	7,5
Песчано-глинистая линзолитовая континентальная, континентально-морская	1213	14
Песчано-глинистая ритмично-слоистая континентально-морская	977	11
Песчано-глинистая линзолитовая красноцветная лагунно-континентальная	470	5
Песчано-глинистая линзолитовая, слабоугленосная, континентальная	1312	15
Песчаная континентально-морская	2084	24
	8843	

мации и нахождение ее в пределах ГЗН явились благоприятными факторами для аккумуляции мигрировавших углеводородов в зонах структурных и литологических ловушек. В этом отношении нефтегенерирующая роль глинистой морской формации не вызывает сомнений. Об этом же свидетельствует наличие нефти в изолированных песчаных резервуарах ачимовской пачки внутри глинистой формации.

В центральных и юго-восточных районах плиты нефтеносными являются также и юрские отложения. Залежи нефти установлены в кровле и внутри ниже-среднеюрской песчано-глинистой слабоугленосной континентальной формации (пласт Ю₂), в верхнеюрской песчано-глинистой ритмично-слоистой морской формации (пласт Ю₁) и внутри глинистой битуминозной морской формации (пласт Ю₀). В северных областях плиты, в направлении регионального погружения нефтяные залежи сменяются газоконденсатными, иногда имеющими нефтяные оторочки.

Главным газоносным комплексом является апт-альб-сеноманский. В нем локализовано 90% запасов природного газа. Газоносной является песчаная континентальная формация мощностью до 1000 м. Внутри формации довольно часто присутствуют линзовидные прослои глин, играющие роль включений внутри единого резервуара. Залежи газа приурочены в кровле формации, иногда имеют оторочки тяжелой нефти. Формация газоносна в северных областях плиты. Юго-западная часть провинции нефтеносная. Скопления нефти здесь расположены над неоксомской глинистой морской формацией, в аптском резервуаре.

Литература

1. *Вассоевич Н. Б.* Предисловие (к изучению формаций).— В кн.: Осадочные формации и их нефтегазоносность. М.: Изд-во МГУ, 1978, с. 3—17.
2. *Косыгин Ю. А.* Тектоника. М.: Недра, 1969, с. 616.
3. *Цейслер В. И.* Введение в тектонический анализ осадочных геологических формаций. Л.: Наука, 1977, с. 152.
4. *Шатский Н. С.* Парагенезы осадочных и вулканогенных пород и формаций.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 5.
5. *Шатский Н. С.* Осадочные формации. Избранные труды. Т. III. М.: Наука, 1965.
6. *Эллерн С. С., Троепольский В. И., Бадамшин Э. Э., Лебедев Н. П.* Доманиковские формации платформ (геотектонические условия их образования и нефтеносность).— В кн.: Осадочные формации и их нефтегазоносность. М.: Изд-во МГУ, 1978, с. 131—132.

УДК 551.255(234.9)

ДОБРЖИНЕЦКАЯ Л. Ф., ЭЗ В. В.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ В МЕЛАНЖЕ ОФИОЛИТОВОГО ПОЯСА МАЛОГО КАВКАЗА (УРОЧИЩЕ АДЖАРИС)

С позиций детальных структурно-петрографических исследований рассматривается история формирования серпентинитового меланжа в урочище Аджарис (Малый Кавказ). Охарактеризован состав и метаморфизм блоков пород, входящих в меланж, история их структурно-метаморфических преобразований, предшествующая тектоническому перемешиванию. Доказывается отсутствие следов контактового метаморфизма в этих блоках, который, как предполагалось ранее, мог бы являться результатом воздействия ультраосновных интрузий, представленных сейчас серпентинитами.

В офиолитовом поясе Малого Кавказа, который протянулся узкой полосой от северо-восточного побережья оз. Севан на юго-восток до среднего течения р. Акеры (рис. 1), среди пород базит-ультрабазитовой ассоциации известны многочисленные, но незначительные по площади выходы метаморфических образований. Их возраст, первичная природа, особенности метаморфизма уже не одно десятилетие являются предметом горячих споров и обсуждений.

Р. Н. Абдуллаев [1] и Э. Ш. Шихалибейли [10] высказывают мнение, что часть метаморфических пород является продуктом контактового метаморфизма в связи с воздействием ультраосновных интрузий на осадочно-вулканогенные серии нижнего сенона. Согласно другой точке зрения, кристаллические гнейсы и сланцы являются докембрийскими или докембрийско-палеозойскими образованиями [2, 6, 8], которые наряду с неметаморфизованными породами входят в состав серпентинитового меланжа [6].

Для полевых наблюдений нами был выбран участок в урочище Аджарис в среднем течении р. Тертер (Азербайджанская ССР), где широко развиты метаморфические породы, разнообразные по составу и уровню метаморфизма.

Рассматриваемый участок представляет собой западную часть ядра Аджарисской брахиантиклинали (рис. 2), которая вырисовывается по подошве известняков верхнего сенона. Эта складка в целом довольно пологая, осложнена разрывами и более мелкими складками (особенно в осевой части), в результате чего углы падения пластов достигают местами 80°.

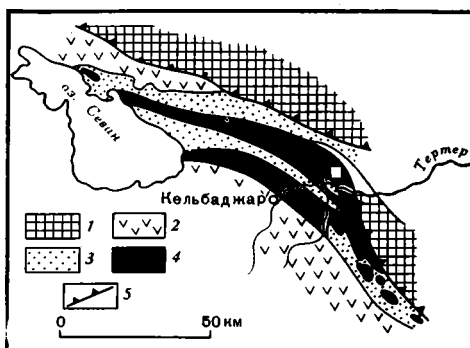
Северную часть ядра Аджарисской брахиантиклинали слагают серпентиниты, распространенные, по-видимому, непрерывно, южную — основные вулканиты. На западе между этими образованиями располагается крупный блок серицит-хлоритовых сланцев, крутой и извилистый контакт которого с серпентинитами имеет разрывной характер. На северо-востоке участка под верхнесенонскими известняками залегают основные вулканиты, сложнорасчлененные кремнистые и карбонатные породы, контакт которых с серпентинитами также разрывной. Этот контакт под углом 35° погружается под карбонатно-кремнисто-вулканогенные образования, что устанавливается по ориентировке сланцеватости, развитой в приконтактной зоне серпентинитов. Часть контактов между основными вулканитами, карбонатными и кремнистыми породами выглядят как стратиграфические. Серицит-хлоритовые сланцы нередко связаны постепенными переходами с основными вулканитами через узкие зоны интенсивного рассланцевания и хлоритизации, что позволяет говорить об образовании их за счет основных вулканитов. Возраст основных вулканитов и связанных с ними карбонатно-кремнистых образо-

ваний Э. Ш. Шихалибейли [10] оценивает как нижнесенонский, а А. Л. Книппер [6] — как верхнеюрский — неокомский.

В южной части участка установлено несколько тел дацитов, которые по радиологическим данным (К—Аг-метод, определение Г. П. Багдасаряна) имеют возраст около 50 млн. лет — эоцен. Дациты отличаются от

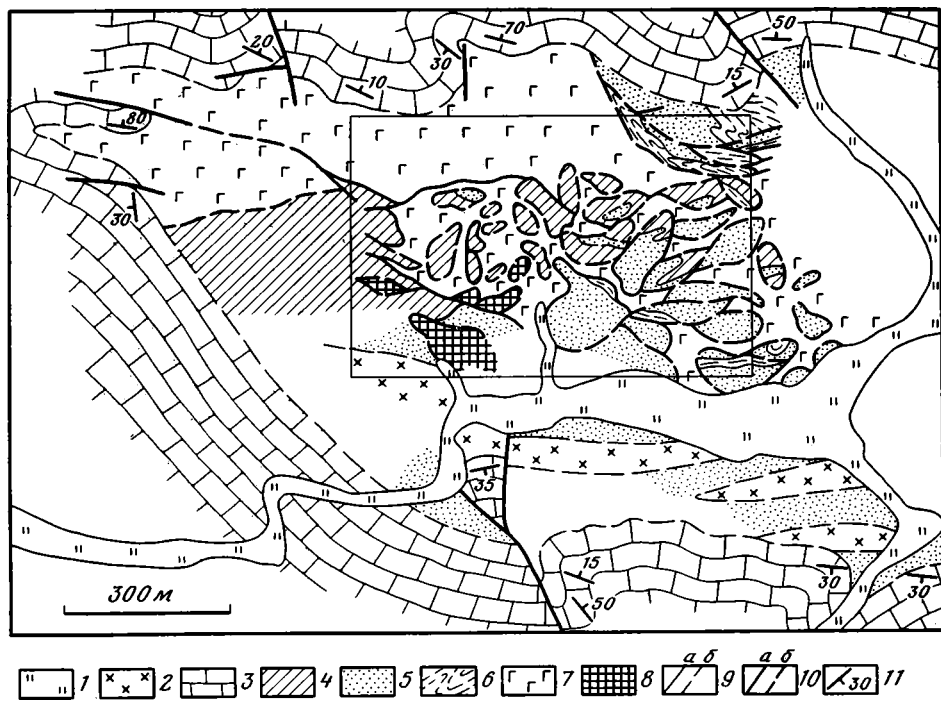
Рис. 1. Схематическая карта Севано-Аккеринской зоны. Участок работ отмечен белым квадратом

1 — вулканогенные образования юрского возраста; 2 — вулканогенные образования палеогена; 3 — осадочные образования мела — палеогена; 4 — офиолиты; 5 — тектонические нарушения



вмещающих их основных вулканитов своей свежестью и отсутствием заметных следов деформаций.

Пространство между полями выходов серпентинитов, серицит-хлоритовых сланцев, основных вулканитов и связанных с ними кремнисто-



1 — почвенно-растительный покров; 2 — дациты; 3 — верхнесенонские известняки; 4 — серицит-хлоритовые сланцы; 5 — основные вулканиты; 6 — кремнистые и карбонатные породы; 7 — серпентиниты; 8 — амфибол-плаггиоклазовые сланцы и различные гнейсы; 9 — геологические границы: а — прослеженные, б — предполагаемые; 10 — тектонические контакты: а — прослеженные, б — предполагаемые; 11 — падение слоистости. Прямоугольником показан контур карты на рис. 3

Рис. 2. Геологическая карта урочища Аджарис

карбонатных образований занято часто перемежающимися небольшими выходами этих пород, а также графит-серицитовых и амфибол-плаггиоклазовых сланцев. С последними вместе встречаются небольшие блоки метагаббро, метагаббро-диоритов, пятнистых роговообманковых сланцев и лейкократовых гнейсов (см. рис. 2, 4). Контакты метаморфических

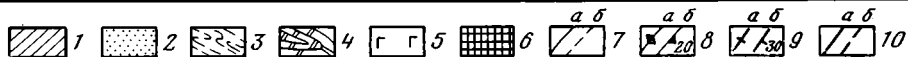
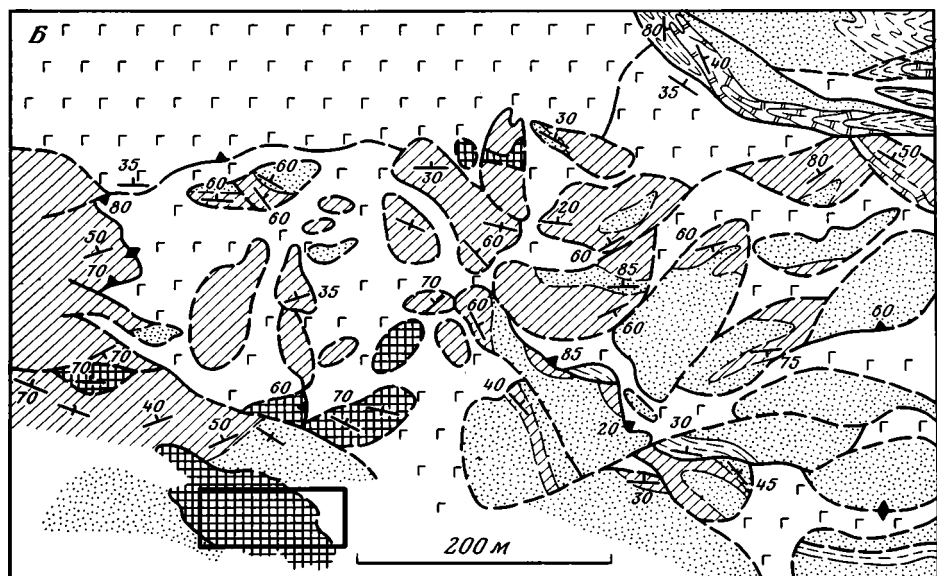
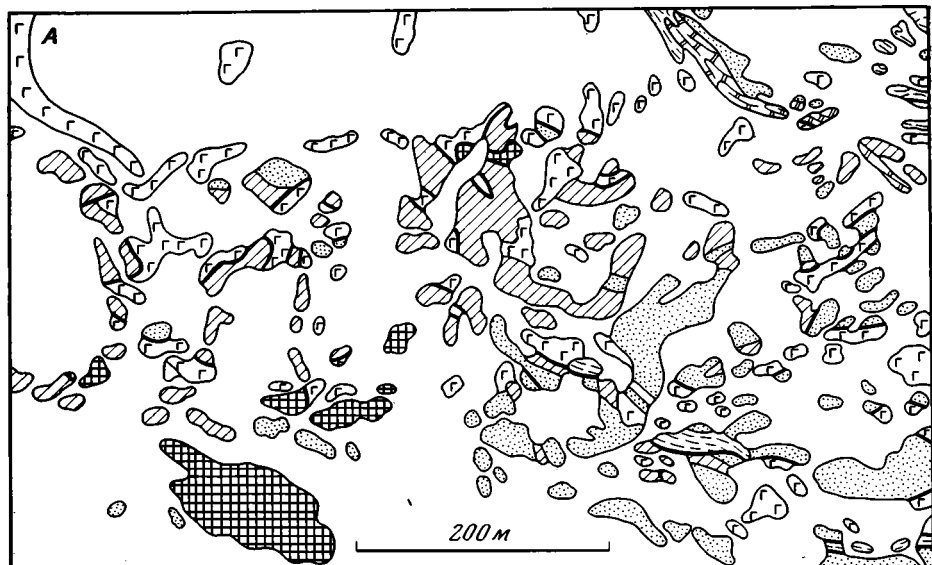


Рис. 3. Строение меланжа в урочище Аджарис: А — карта осмотренных выходов; Б — геологическая карта

1 — серицит-хлоритовые сланцы; 2 — основные вулканиты; 3 — кремнистые породы; 4 — карбонатные породы; 5 — серпентиниты; 6 — амфибол-плагноклазовые сланцы и различные гнейсы; 7 — геологические границы: а — прослеженные; б — предполагаемые; 8 — падение контактов: а — вертикальное, б — наклонное; 9 — сланцеватость: а — вертикальная, б — наклонная; 10 — тектонические контакты: а — прослеженные, б — предполагаемые. Прямоугольником показан контур карты на рис. 4

пород со всеми окружающими их разновидностями — только разрывные.

Не вызывает сомнений также разрывный характер контактов серпентинитов со всеми разновидностями пород, которые с ними соприкасаются. Серпентиниты повсеместно брекчированы, либо тонко разлинзованы; иногда эта тонколинзовидная текстура смята в складки.

Разрывные контакты разных пород, слагающих ядро Анжарисской антиклинали, большей частью крутые. Вместе с тем установлены и суб-

горизонтальные разрывы доверхнесенонского времени. Ранее уже говорилось о наклонном падении (под углом 35°) к северо-востоку разрывного контакта серпентинитов и лежащих выше карбонатных и кремнистых пород (северо-восточный угол, рис. 3, Б). Это место находится в пределах северного крыла Аджарисской брахиантиклинали, имеющего здесь приблизительно такие же простирания и угол падения. Иначе говоря, до формирования Аджарисской брахиантиклинали этот разрывный контакт был субгоризонтальный.

Наблюдавшиеся выходы коренных пород в урочище Аджарис показаны на рис. 3, А. Учитывая, что в обнаженных участках понижениям в рельефе соответствуют, как правило, выходы серпентинитов, можно считать, что и необнаженные понижения также сложены в основном серпентинитами. Экстраполируя характер границ, установленных в обнажениях, на необнаженные участки, можно предполагать, что комплекс пород, слагающий ядро Аджарисской брахиантиклинали, приблизительно имеет строение, изображенное на рис. 3, Б. Можно сомневаться в точности положения границ и формы контуров тел, в правильности количественных соотношений разных пород, но не вызывает сомнений то, что мы имеем здесь дело с крупными (в десятки — сотни метров, а иногда и более) блоками пород, сцементированных серпентинитами. Различие ориентировки мелких геологических структур внутри разных блоков говорит о том, что они испытали смещение и поворот относительно друг друга.

Таким образом, есть основания считать этот пестрый по составу комплекс, состоящий из блоков пород разного происхождения и возраста, сцементированных серпентинитами, которые несут следы интенсивных деформаций, полимиктовым или серпентинитовым меланжем. Формирование меланжа происходило в доверхнесенонское время. Это следует из резко несогласного залегания верхнесенонских известняков, содержащих в базальных слоях гальку всех подстилающих пород, на образованиях меланжа. Нет оснований связывать образование меланжа с деформациями в ядре в целом довольно открытой Аджарисской брахиантиклинали, хотя не исключено его дополнительное брекчирование и раздробление в это время.

Согласно данным А. Л. Книппера [6], Т. Аб. Гасанова [2], формирование серпентинитового меланжа связано со значительными покровными перемещениями. Разумеется, исследованная нами территория слишком мала, чтобы делать какие-либо выводы о масштабах перемещения, однако привлекает внимание отсутствие значительного перемешивания разных блоков пород, слагающих меланж в районе урочища Аджарис. Так, в северо-западной части поля меланжа (рис. 3, Б) вблизи огромного сплошного блока серицит-хлоритовых сланцев встречаются в основном мелкие блоки этих сланцев. В юго-восточной части, вблизи поля вулканитов с подчиненным количеством кремнистых и карбонатных образований, встречаются в основном более мелкие блоки этих пород. Блоки лейкократовых гнейсов и амфибол-плагиоклазовых сланцев, к которым тяготеют метагаббро, метагаббро-диориты и пятнистые рогово-обманковые сланцы, сконцентрированы в основном в юго-западной части участка. Такие соотношения с учетом преимущественно крутого падения границ блоков, которое говорит об их вертикальной вытянутости, вполне можно объяснить, например, тем, что в вулканогенно-осадочную толщу протрузивно внедрялись серпентиниты, принесшие с собой с более глубоких уровней блоки кристаллических сланцев и гнейсов. С другой стороны, приведенные здесь факты также вполне могут быть объяснимы послезоценовыми перемещениями незначительного масштаба, во время которых была создана Аджарисская брахиантиклиналь.

Изучение меланжа в урочище Аджарис показало, кроме того, что история формирования основных вулканитов и ассоциирующих с ними кремнистых и карбонатных пород была сложной и многостадийной. Это подтверждается следующими фактами. Рассланцованные карбонатные и кремнистые породы (северо-восточный угол карты, рис. 2) смяты в

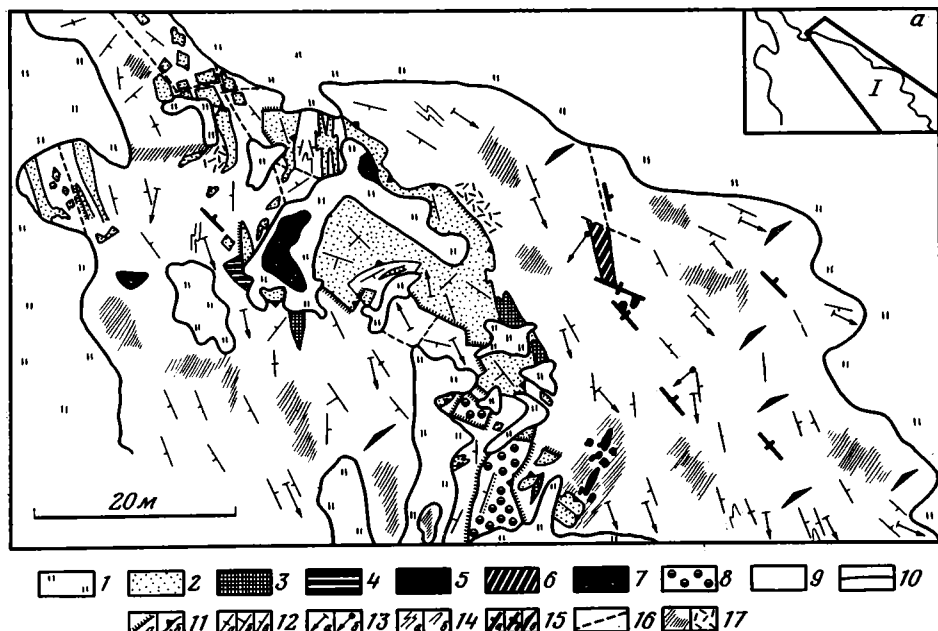


Рис. 4. Строение одного из блоков метаморфических пород в меланже урочища Аджарис. На врезке — контуры структурного домена I

1 — почвенно-растительный покров; 2 — двуслюдяные гнейсы с переменным содержанием граната; 3 — мусковитовые гнейсы; 4 — кварцованные двуслюдяные и биотитовые гнейсы; 5 — гранат-эпидот-биотитовые гнейсы; 6 — метагаббро-диориты; 7 — пятнистые рогообманковые сланцы; 8 — метагаббро массивного строения; 9 — амфибол-плагноклазовые сланцы; 10 — границы геологических тел; 11 — падение контактов: а — крутое (углы падения больше 40°), б — пологое (углы падения меньше 40°); 12 — положение кристаллизационной сланцеватости: а — вертикальное, б — крутое (углы падения больше 40°), в — пологое (углы падения меньше 40°); 13 — ориентировка линейных элементов: а — шарниры складок F_2 и параллельная им линейность по амфиболу, агрегатам мусковита и биотита, б — шарниры складок F_3 ; 14 — узоры мелких складок: а — асимметричных, б — замки изоклиналиных складок; 15 — ориентировка минерализованных разрывных нарушений: а — наклонная (S_4), б — вертикальная (S_4), в — наклонная (S_3); 16 — послеметаморфические разрывы; 17 — брекчирование (а), катаклиз (б)

тесно сжатые, почти изоклиналиные складки, параллельно осевым поверхностям которых развита новообразованная сланцеватость. Их осевые поверхности и шарниры погружаются на восток и северо-восток под углами $35-40^\circ$. Следовательно, до формирования Аджарисской брахиантиклинали эти складки были практически лежащими. Для того чтобы образовались лежащие складки, в которые смята сланцеватость, нужен был по крайней мере еще один, более ранний этап деформаций [11]. Вместе с тем на кремнистых и карбонатных породах, срезая лежащие складки и сланцеватость, залегают вулканиты, которые в отличие от сильно передобленных и измененных до серицит-хлоритовых сланцев вулканитов, слагающих блоки меланжа, выглядят свежими и совершенно не нарушенными. Вблизи контакта в этих вулканитах были встречены глыбы сланцеватых карбонатных пород, аналогичных подстилающим. Следовательно, рассланцевание и смятие пород в изоклиналиные складки и последующий размыв этих образований, произошли еще до накопления вышележащих вулканитов. Все это позволяет выделить здесь два поколения вулканогенных образований довержененонского времени.

Теперь рассмотрим подробно метаморфические породы, слагающие меланж. Наличие меланжа в районе работ определило выбор методических приемов, которые были использованы непосредственно в поле. Мы попытались рассмотреть метаморфические породы с точки зрения истории структурно-метаморфических процессов, запечатленных в каждом блоке, так как они несут в себе геологическую летопись их домеланже-

вого развития. Для этого в юго-западной части урочища Аджарис была проведена детальная геолого-структурная съемка (рис. 4). Это позволило выявить сложную динамику тектонических и метаморфических процессов внутри отдельных фрагментов меланжа, а также определить относительный возраст различных геологических процессов, прямо не связанных с деформацией. Излагаем результаты этих исследований.

По степеням метаморфизма кристаллические образования меланжа можно разделить на две группы: гнейсы и сланцы эпидот-амфиболитовой фации и вулканогенные и осадочные породы, преобразованные в условиях фации зеленых сланцев.

Породы эпидот-амфиболитовой фации представлены меланократовыми и лейкократовыми разновидностями. Первые включают среднезернистые и мелкозернистые амфибол-плаггиоклазовые сланцы, метагаббро массивного строения, метагаббро-диориты и пятнистые роговообманковые сланцы. Группу лейкократовых пород образуют мусковитовые гнейсы, двуслюдяные гнейсы с переменным содержанием граната, гранат-эпидот-биотитовые гнейсы, окварцованные двуслюдяные и биотитовые гнейсы.

Меланократовые породы. Среднезернистые и микрозернистые амфибол-плаггиоклазовые сланцы имеют одинаковый состав и отличаются друг от друга только по структуре и макроскопической текстуре. Первые обладают отчетливой, пронизывающей весь объем пород кристаллизационной сланцеватостью, во вторых она менее совершенна и макроскопически плохо различима. Главные породообразующие минералы — амфибол и плаггиоклаз, в подчиненном количестве развиты эпидот, актинолит, серицит, кварц и скопления рудных минералов. Обычны два основных типа равновесных ассоциаций: 1) сине-зеленая обыкновенная роговая обманка + плаггиоклаз (№ 16—30) ± эпидот; 2) актинолит + серицит + кварц. Первая ассоциация характеризует условия эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма, вторая указывает на снижение температуры до уровня зеленосланцевой фации. Первичная текстура пород и реликты первичных минералов не распознаются. Однако расположение пылевидных скоплений рудных минералов по двум направлениям спайности в высокомагнезиальных сине-зеленых роговых обманках, а также вростки эпидота в олигоклазах служат косвенным указанием на то, что ранее существовавший парагенезис был представлен более высокожелезистыми мафическими минералами (амфиболами или пироксенами) и плаггиоклазами более высокой основности. Можно предполагать, таким образом, что ранее эти породы по составу соответствовали габбро.

Метагаббро массивного строения сохраняет в реликтах габбровую структуру. Главные породообразующие минералы: роговые обманки, плаггиоклазы с комплексными двойниками и эпидот, развитый в подчиненных количествах. Широко проявленные реакции замещения — бурозеленая роговая обманка → сине-зеленая обыкновенная роговая обманка, плаггиоклаз (№ 40—70) → плаггиоклаз (№ 20—30); плаггиоклаз → эпидот — свидетельствуют о том, что перекристаллизация протекала в условиях эпидот-амфиболитовой фации. Отсутствие упорядоченных текстур метаморфогенных минералов позволяет считать, что больших деформаций в момент перекристаллизации не происходило. Отмечается лишь локальное развитие зон бластомилонитизации с образованием так называемых флазер-габбро, представленных ассоциацией: сине-зеленая обыкновенная роговая обманка + плаггиоклаз (№ 15—20) ± эпидот ± серицит.

Метагаббро-диориты представлены мелкозернистыми слаборассланцованными породами. На фоне ранней равновесной ассоциации: обыкновенная роговая обманка + плаггиоклаз (№ 45) + кварц, широко проявлены реакции замещения: обыкновенная роговая обманка → сине-зеленая роговая обманка, плаггиоклаз (№ 45) → плаггиоклаз (№ 25). Низкотемпературные изменения на уровне фации зеленых сланцев устанавливаются по развитию актинолита в ассоциации с серицитом.

Пятнистые роговообманковые сланцы представлены микрокристаллическими и среднезернистыми разновидностями с пятнистыми скоплениями рудной «пыли». Эти породы нацело состоят из обыкновенной роговой обманки, рудные развиты в подчиненном количестве; последующие изменения выражены интенсивной хлоритизацией. Вероятно, исходная порода соответствовала перидотиту (или горнблендиту?).

Лейкократовые породы. Крупнокристаллические мусковитовые гнейсы имеют четкую сланцеватость, выраженную в упорядоченной ориентировке мусковита. Для них обычна равновесная ассоциация: мусковит + плагиоклаз (№ 10—15) + кварц ± гранат (спессартин). Двуслюдяные гнейсы с переменным содержанием граната — мелкозернистые и среднезернистые породы с лепидогранобластовой структурой — насыщены кварцевым материалом в виде жил, гнезд и линзовидных обособлений. Равновесная ассоциация: мусковит + биотит + плагиоклаз (№ 10—15) + кварц ± гранат; турмалин, сфен — в аксессуарах. Гранат-эпидот-биотитовые гнейсы характеризуются равновесной ассоциацией: гранат + эпидот + биотит + плагиоклаз (№ 12—16) + кварц. Окварцованные двуслюдяные и биотитовые гнейсы мелко- и среднезернистого строения внешне напоминают вторичные кварциты. Вдоль трещин кливажа и микросдвигов в них концентрируются продукты окисления рудных минералов. Для этих пород обычны равновесные ассоциации: мусковит + биотит + плагиоклаз (№ 10—12) + кварц, биотит + плагиоклаз (№ 10—12) + кварц.

Все рассмотренные породы лейкократового облика подвержены низкотемпературным изменениям, выраженным в замещении биотита хлоритом, плагиоклаза серицитом, что соответствует уровню фации зеленых сланцев.

Породы метаморфизованные только в условиях зеленосланцевой фации представлены хлоритовыми, серицит-хлоритовыми сланцами, среди которых сохраняются реликтовые участки неизмененных основных эффузивов. В этих зеленых сланцах хлорит выполняет роль основного породообразующего минерала и имеет упорядоченную ориентировку, создавая в породе как линейные, так и плоскостные текстуры. Кроме того, широко развиты черные сланцы, главными породообразующими минералами которых являются кварц, серицит, графит. Структура этих пород сланцеватая, лепидобластовая.

Таким образом, изучение петрографических особенностей метаморфических пород в блоках меланжа урочища Аджарис показывает, что они представлены двумя группами разнофациальных образований. Первая группа включает породы базит-ультрабазитового ряда и, возможно, первично-осадочные образования, превращенные в метаморфические гнейсы и сланцы в условиях регионального метаморфизма эпидот-амфиболитовой фации с последующими изменениями на уровне фации зеленых сланцев.

Вторая группа объединяет осадочные и вулканогенные породы, метаморфизованные в условиях регионального метаморфизма зеленосланцевой фации.

Отсутствие роговиковых текстур в обеих группах метаморфических пород уже само по себе заставляет сомневаться в контактовой природе метаморфизма. Еще более очевидным это становится при изучении особенностей структурно-метаморфической истории развития этих образований.

Известно, что при одновременном проявлении двух таких процессов, как метаморфизм и деформация, метаморфические минералы не только отражают физико-химическую обстановку среды, ее $P-T$ -условия, но и выступают в роли индикаторов структурных событий. Рассматривая взаимоотношения элементов структурного парагенезиса складок (а именно: линейность, сланцеватость, кливаж осевой поверхности и т. д.) с метаморфогенным минералообразованием (структурно-метаморфический парагенезис), мы решаем вопрос о соотношениях деформации и метаморфизма во времени. Данные такого рода позволяют выявить исто-

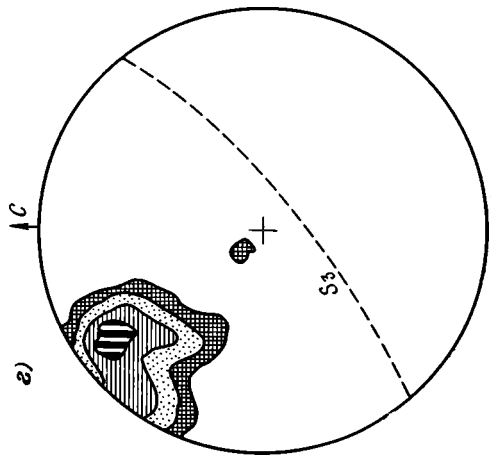
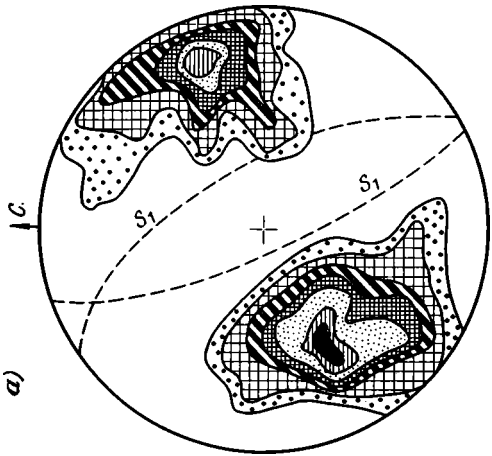
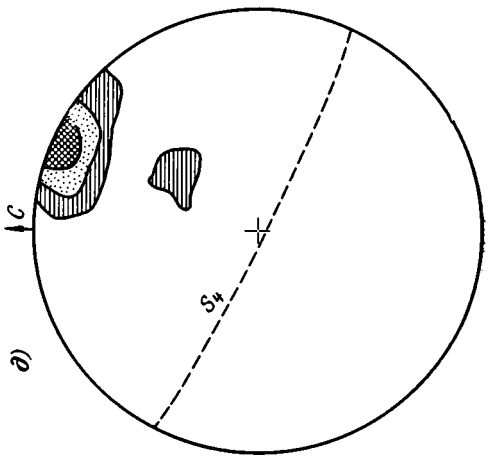
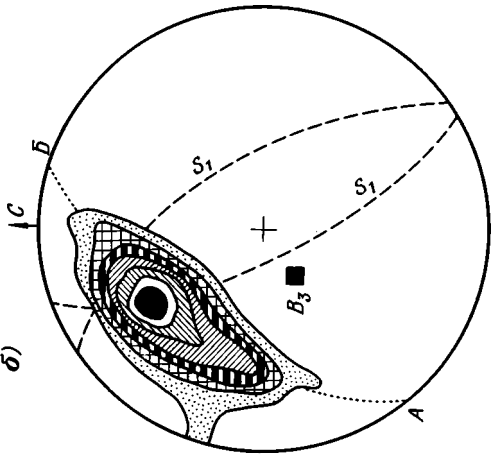
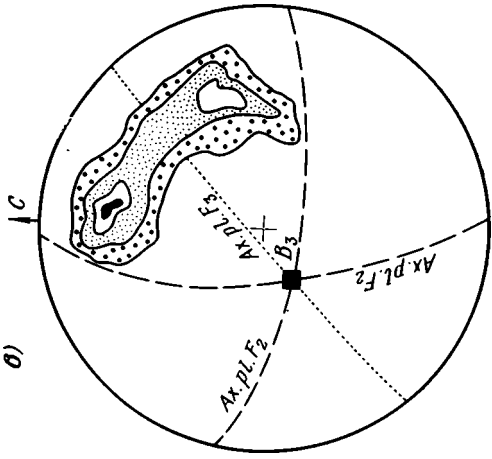
рию развития структурно-метаморфических событий, запечатленных в каждом отдельном блоке метаморфических пород, которую можно использовать для сравнительного анализа условий их развития в «домеланжевое время».

Из пород эпидот-амфиболитовой фации наиболее информативны с этой точки зрения меланократовые образования, так как они образуют относительно крупные блоки, площадь которых достаточна для структурных наблюдений. Амфибол-плагиоклазовые сланцы (рис. 4) обладают совершенной кристаллизационной сланцеватостью S_1 , выраженной в упорядоченной ориентировке сине-зеленой роговой обманки. Эта сланцеватость является здесь самым ранним структурным элементом, который возник в результате перекристаллизации амфибола в динамической обстановке. Сланцеватость S_1 деформирована в изоклинальные складки F_2 с субвертикальными осевыми поверхностями и субгоризонтальными шарнирами, параллельно которым развита минеральная линейность L_2 , представленная сине-зеленой роговой обманкой. Необходимо отметить, что сопоставление пространственной ориентировки любых структурных элементов в разных блоках меланжа не имеет смысла, так как они по-разному повернуты относительно друг друга и оторваны от своего первоначального «ложка». Вместе с тем внутри отдельных блоков имеет значение хронология деформационно-метаморфических событий, для выявления которой важны геометрические соотношения общих среднестатистических значений сланцеватости, шарниров складок и параллельной им минеральной линейности.

На диаграммах *a* и *б* (рис. 5) сведены замеры полюсов сланцеватости S_1 , направления погружения шарниров складок F_2 и минеральной линейности L_2 соответственно. При статистической обработке структурных элементов был выбран домен (см. рис. 4, врезка), для которого есть полная уверенность, что он охватывает единый блок амфибол-плагиоклазовых сланцев, а не его разобщенные фрагменты, прилегающие друг к другу. При сопоставлении этих диаграмм видно, что шарниры и минеральная линейность находятся в геометрическом соответствии с деформированной в складки F_2 сланцеватостью S_1 , т. е. являются единым структурным парагенезисом. На диаграмме *б* видно, что поля рассеивания линейности L_2 и шарниров складок F_2 , начиная с изолинии 13%, строго конформны друг другу. Поля рассеивания линейных элементов, соответствующие изолиниям от 10 до 1%, испытывают дисконформность, создавая удлинение по дуге АБ. Это рассеивание осуществляется благодаря поздним складкам F_3 , которые имеют субвертикальные осевые поверхности и крутые шарниры. Непосредственно в обнажениях F_3 устанавливается по волнообразным изгибам крыльев складок F_2 , что отражено также в искажении полюсов сланцеватости S_1 (рис. 5, *a*). Складки F_3 деформируют, кроме того, шарниры и осевые поверхности складок F_2 (рис. 5, *б*, *в*).

Следующий этап деформаций выражен развитием двух субперпендикулярных крутопадающих систем разрывов, трещин, микротрещин S_3 и S_4 , заполненных микрокристаллической кварц-актинолит-серицитовой массой. Разрывы, трещины и микротрещины S_3 в настоящее время имеют северо-восточное простирание (рис. 4, 5, *г*), а S_4 —северо-западное (рис. 4, 5, *д*). Разрывы S_4 являются более поздними, чем S_3 , так как они пересекают последние. Вдоль границ разрывов S_3 развивается бластомилонитовая полосчатость, выраженная чередованием меланократовой и лейкократовой составляющей кварц-актинолит-серицитовой массы, а для разрывов S_4 характерно беспорядочное расположение игольчатых агрегатов актинолита на фоне кварц-серицитовой микрокристаллической массы. Итак, системы разрывов S_3 и S_4 сопровождаются зеленосланцевым минералообразованием. Они, как будет показано ниже, формировались на заключительной низкотемпературной стадии метаморфизма эпидот-амфиболитовой фации.

Суммируя все данные по структуре амфибол-плагиоклазовых сланцев и метаморфогенному преобразованию этих пород, которые имели



первично-габброидную природу, можно полагать, что одновременно с частичной перекристаллизацией высокожелезистых мафических минералов (пироксенов, амфиболов) в более низкотемпературные сине-зеленые обыкновенные роговые обманки происходило образование упорядоченной структуры — кристаллизационной сланцеватости S_1 . При дальнейшей и почти полной перекристаллизации высокожелезистых минералов в сине-зеленые роговые обманки происходило образование изоклиальных складок F_2 , что подтверждается существованием линейности L_2 , развитой параллельно шарнирам этих складок. В то же время складки F_2 деформируют кристаллизационную сланцеватость S_1 , выраженную в ориентировке тех же сине-зеленых роговых обманок, которые образуют L_2 . Последовавший затем этап складкообразования F_3 привел к возникновению волнообразных изгибов на крыльях складок F_2 , вызвал изгиб их осевых поверхностей и повторный изгиб ранней кристаллизационной сланцеватости S_1 . Видимой перекристаллизации, синхронной F_3 , не установлено, хотя не исключено, что разрывы S_3 могли образоваться на заключительном этапе формирования складок F_3 одновременно с кристаллизацией актинолит-кварц-серицитовых массы. Разрывы S_4 завершают историю структурного развития этих пород и формируются, как было показано, на фоне зеленосланцевых изменений.

Среди лейкократовых пород наибольшую структурную информацию несут двуслюдяные гнейсы с переменным содержанием граната. В них развита кристаллизационная сланцеватость S_1 , выраженная в ориентировке биотита и мусковита, по изгибам которой установлены изоклиальные складки с крутыми осевыми поверхностями и субгоризонтальными шарнирами. Кроме того, встречены небольшие блоки пород, представленные совместно смятыми в сжатые складки мусковитовыми и двуслюдяными гнейсами и амфибол-плагноклазовыми сланцами. Нет оснований сомневаться, что эти складки, а также складки в большом блоке двуслюдяных гнейсов с переменным содержанием граната по условиям образования идентичны складкам F_2 , установленным в блоке амфибол-плагноклазовых сланцев, так как все они сопровождаются синхронным минералообразованием, соответствующим термодинамическому режиму эпидот-амфиболитовой фации. Минеральная линейность, параллельная шарнирам F_2 в двуслюдяных гнейсах, выражена в ориентировке биотита и мусковита, в мусковитовых гнейсах — мусковита, в амфибол-плагноклазовых гнейсах — сине-зеленой роговой обманки.

По вариациям сланцеватости S_1 в двуслюдяных гнейсах с переменным содержанием граната устанавливаются открытые волнообразные складки, сопоставимые с F_2 в амфибол-плагноклазовых сланцах ранее рассмотренного крупного блока. Параллельно их осевым поверхностям развиты субвертикальные трещины S_3 , заполненные серицитом.

В блоках пород, которые метаморфизованы только в условиях зеленосланцевой фации, развита кристаллизационная сланцеватость, выраженная в ориентировке хлорита (серицит-хлоритовые и хлоритовые сланцы по основным эффузивам) и серицита (кварц-графит-серицитовые сланцы). В этих образованиях установлены синметаморфические изоклиальные складки, замки которых сильно расплющены и раста-

Рис. 5. Диаграммы пространственной ориентировки структурных элементов в домене I: а — диаграмма распределения полюсов кристаллизационной сланцеватости S_1 , пунктирной линией обозначено среднее положение плоскостей сланцеватости, изолинии проведены через 1—2—2, 5—3—4—7—10% (всего 150 замеров); б — диаграмма распределения шарниров складок F_2 и минеральной линейности L_2 и положение плоскостей сланцеватости S_1 , изолинии проведены через 1—2—4—7—10—13—15% (всего 70 замеров); в — диаграмма распределения полюсов осевых поверхностей складок F_2 и среднее положение плоскостей складок F_2 и F_3 , изолинии проведены через 15—20—30—40% (всего 40 замеров); г — диаграмма распределения полюсов S_3 , изолинии проведены через 4—7—10—13% (всего 30 замеров); д — диаграмма распределения полюсов S_4 , изолинии проведены через 5—10—15—40% (всего 20 замеров). Все диаграммы построены путем нанесения замеров на верхнюю полусферу сетки Г. В. Вульфа

щены вдоль их осевых поверхностей. В этом же направлении развиты узкие, часто повторяющиеся вкрест их простиранию, зоны разлинзования, которые сопровождаются хлоритизацией в основных эффузивах и серицитизацией в графитсодержащих сланцах. Все это свидетельствует о больших деформациях, происходивших в условиях зеленосланцевой фации.

Рассмотрим теперь, синхронен ли зеленосланцевый метаморфизм серицит-хлоритовых, хлоритовых и кварц-графит-серицитовых сланцев зеленосланцевым изменениям, отмеченным в блоках пород эпидот-амфиболитовой фации? Формально эти процессы изофациальны. Однако резкое различие в характере структур, сопровождавшихся зеленосланцевыми изменениями — изоклинальные складки и зоны разлинзования в хлорит- и графитсодержащих сланцах и разрывы в блоках пород эпидот-амфиболитовой фации — свидетельствует о том, что метаморфизм зеленосланцевой ступени в этих группах пород не одновременен.

Для пород эпидот-амфиболитовой фации зеленосланцевое минералообразование рассматривается нами как нисходящая низкотемпературная ступень единого эпидот-амфиболитового метаморфизма регионального типа.

Таким образом, исследование внутренней структуры блоков метаморфических пород меланжа урочища Аджарис показывает, что каждому уровню метаморфизма соответствовала определенная тектоническая обстановка, которую эти породы запечатлели в себе в виде некоторого набора последовательных структурных форм. Отсутствие подобной структуры в серпентинитовом цементе, вмещающем блоки как метаморфизованных, так и не затронутых метаморфизмом пород, говорит о том, что формирование меланжа не сопровождалось метаморфическими процессами, подобными тем, что установлены в блоках. Все, что мы видим в блоках кристаллических образований, произошло до попадания их в меланж.

Анализ литературных данных по деформациям кристаллических гнейсов и сланцев в сложноскладчатых системах метаморфических поясов докембрия и фанерозоя [3—5, 7, 9, 11] показывает принципиальное сходство структурно-метаморфических событий в эпидот-амфиболитовых блоках меланжа с таковыми в этих поясах.

Обратимся теперь к первичному составу блоков пород эпидот-амфиболитовой фации. Кроме метаосадочных пород, свидетельствующих, по видимому, о размыве каких-то континентальных образований (мусковитовые гнейсы, двуслюдяные гнейсы с переменным содержанием граната, гранат-эпидот-биотитовые, биотитовые гнейсы), в этих блоках установлены metabазиты (амфибол-плагноклазовые сланцы, метагаббро-диориты, метагаббро массивного строения) и метаперидотиты (пятнистые роговообманковые сланцы). Естественно, что такой набор пород требует сравнения их с образованиями офиолитовой ассоциации Малого Кавказа. Среди офиолитов Малого Кавказа как будто не известно образований, стиль деформации и метаморфизма которых мог бы быть сопоставим с характером этих явлений, установленных нами в блоках пород эпидот-амфиболитовой фации, слагающих меланж. Учитывая вместе с тем, что блоки этих metabазитов и метаперидотитов «экзотические», можно предположить, что они представляют собой фрагменты пород какой-то более древней офиолитовой ассоциации, тектонически отторженной от своего «домеланжевого ложа».

Таким образом, исследование метаморфических пород на одном из участков их распространения в офиолитовом поясе Малого Кавказа показало.

1. Геологические образования, слагающие ядро Аджарисской брахиантиклинали, представляют собой пестрый по составу тектонический комплекс, справедливо выделенный здесь ранее А. Л. Книппером [6] как серпентинитовый меланж.

2. Компоненты тектонического меланжа принадлежат нескольким различным комплексам: ассоциация вулканогенных пород с кремнисты-

ми и карбонатными породами; серпентиниты; метаморфические гнейсы и сланцы фации эпидотовых амфиболитов; хлоритовые сланцы по основным эффузивам и графитосодержащие сланцы, метаморфизованные в зеленосланцевой фации.

3. Есть основания полагать, что осадочно-вулканогенный комплекс включает два поколения вулканитов, формирование которых разделялось этапом образования тесно сжатых лежащих складок, а может быть, и более сложных преобразований, состоящих из зеленосланцевого метаморфизма и синхронных ему деформаций.

4. Следы контактового метаморфизма, который являлся бы результатом воздействия ультраосновных интрузий, представленных сейчас серпентинитами, как это предполагали Р. Н. Абдуллаев [1] и Э. Ш. Шихалибейли [10], здесь не установлены.

5. Метаморфические гнейсы и сланцы являются экзотическими блоками в меланже, а все события и деформации, запечатленные в них, произошли до раздробления их на блоки и попадания в меланж. Характер структур и истории структурно-метаморфических преобразований, установленные в метаморфических блоках меланжа, не отличаются от аналогичных преобразований в фанерозойских и докембрийских метаморфических поясах, развивающихся в сиалической земной коре.

Литература

1. *Абдуллаев Р. Н.* Мезозойский вулканизм северо-восточной части Малого Кавказа. Баку: Изд-во АН АзССР, 1963, 228 с.
2. *Гасанов Т. Аб.* О древнем возрасте метаморфических сланцев в меланже Шахдагского хребта (Малый Кавказ).— Докл. АН СССР, 1977, т. 235, № 5, с. 1122—1124.
3. *Глебовицкий В. А., Другова Г. М., Дюфур М. С., Миллер Ю. В., Седова И. С.* Эволюция метаморфических поясов альпийского типа (Центральный Памир). Л.: Наука, 1982, 206 с.
4. *Добржинецкая Л. Ф.* Структурно-метаморфическая эволюция кольской серии (Балтийский щит). М.: Наука, 1978. 147 с.
5. *Казаков А. Н.* Основные особенности доинверсионного развития метаморфических комплексов.— В кн.: Структурная эволюция метаморфических комплексов. Л.: Наука, 1977, с. 115—121.
6. *Книппер А. Л.* Океаническая кора в структуре альпийской складчатой области (юг Европы, западная часть Азии и Куба). М.: Наука, 1975. 208 с.
7. *Миллер Ю. В.* Некоторые закономерности структурной эволюции регионально метаморфизованных комплексов.— Геотектоника, 1973, № 5, с. 83—93.
8. *Паффенгольц К. Н.* Очерк магматизма и металлогении Кавказа. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1970. 434 с.
9. *Сомин М. Л.* Фазы складчатости и формирование структуры метаморфических комплексов.— Докл. АН СССР, 1974, т. 214, № 1, с. 176—179.
10. *Шихалибейли Э. Ш.* Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа. Т. I. Баку: Изд-во АН АзССР, 1964. 307 с.
11. *Эз В. В.* Тектоника глубинных зон континентальной земной коры. М.: Наука, 1976. 167 с.

Институт физики Земли
им. О. Ю. Шмидта АН СССР

Поступила в редакцию
20.V.1980

УДК 551.24 (243.9)

ГУРБАНОВ А. М., МАМЕДОВ А. И., ЮСИФОВ И. С.,
ОМАРОВ А. М., ДЖАВАДОВ Я. Д.

К ТЕКТОНИКЕ ШАХДАГСКОЙ СИНКЛИНАЛЬНОЙ ЗОНЫ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

В статье освещены геологическое строение и механизм образования Шахдагской структуры, входящей в состав восточного сегмента мегантиклинория Большого Кавказа. По результатам полевых наблюдений, анализа и обобщения собственных и имеющихся геолого-геофизических материалов выяснены морфология и механизм образования Шахдагской структуры.

Данными исследованиями установлено, что шахдагская серия, состоящая из массивных светлых, светло-серых и розоватых кремнистых, кристаллических, обломочных и органогенных известняков титон-валанжинского возраста, несогласно покрывает микрофаунистически охарактеризованные отложения готеривского яруса, т. е. она не входит в строение автохтонной структуры и перекрывает Шахдагский синклиниорий второго порядка.

Таким образом, ранее выделенный Шахдагский синклиниорий первого порядка является аллохтонной структурой, правомерно названной Шахдагским наволоком и входит в состав Шахдаг-Кусарской складчатой зоны.

Шахдагская синклиналичная зона расположена на северном склоне азербайджанской части Большого Кавказа и занимает район горы Шахдаг-Кызылкая (рис. 1). В ее строении принимают участие отложения верхней юры, нижнего и частично верхнего мела, в отдельных участках от эрозии сохранились останцы верхнего палеоцена, сармата и верхнего плиоцена. Между отложениями аалена и келловей-оксфорда залегает пачка не выдержанных по мощности базальных конгломератов.

По данным В. Е. Хаина, А. Н. Шарданова, Э. Ш. Шихалибейли [4, 5], карбонатные отложения, слагающие Шахдагский синклиниорий, с севера отделяются от Судурской складчатой зоны Казмакрызским надвигом, а с юга — либо трансгрессивно налегают на северное крыло Тфанского антиклинория, либо находятся в тектоническом контакте с ним.

Предпосылкой для вывода о трансгрессивном залегании служит наличие «базального конгломерата» в основании шахдагской серии в районе Курушского перевала у южного подножья горы Ерыдаг. Здесь в 1975 г. нами в контактовой полосе шахдагской серии и среднеюрских образований Шахнабад-Мазинского антиклинория выделена пачка тектонических брекчий, оказавшаяся внутриформационной. Эта пачка была принята предыдущими исследователями за базальные конгломераты. Она состоит из сильно раздробленных и перемятых пород, представленных полукруглыми, часто угловатыми обломками светло-серых кремнистых, розовых кристаллических и органогенных известняков, погруженных в рыхлый карбонатный материал. Здесь четко фиксируется тектонический разлом, в южном крыле которого залегают породы ааленского яруса, имеющие углы падения слоев 45—50°, а в северном — слои титона, наклоненные под углом 15—20°. Вдоль разрывного нарушения в сланцах ярко выражены зеркала и борозды скольжения. Описанная пачка и контакт шахдагской серии со среднеюрскими образованиями загромождены многочисленными глыбами и осыпями известняков титона — неокома.

Далее на востоке у подножья горы Шахдаг, в районе к северо-западу от слияния рек Шахнабадчай и Трфанчай, на небольшом участке отмечено обнажение (рис. 2), где черные глинистые сланцы Тфанского антиклинория несогласно покрываются зеленой, светло-зеленовато-се-

рой пачкой глин, которые падают на северо-восток (Аз. 15—20°) под углом 30—35°. Она, в свою очередь, несогласно перекрывается массивными известняками шахдагской серии, мощностью 150—200 м, которые оторвались от основной массы шахдагской серии и сползли на расстояние 350—400 м. Между этими образованиями на поверхности обнажается 300-метровая толща зеленого, светло-зеленовато-серого цвета, которая состоит из трех пачек (снизу вверх): первая пачка представлена зелеными, светло-зеленовато-серыми часто комковатыми глинами мощностью до 100 м; вторая пачка — серыми алевролитами мощностью 80—90 м и третья пачка — глинами, аналогичными первой пачке мощ-



Рис. 1. Обзорная схема района работ
1 — район исследования

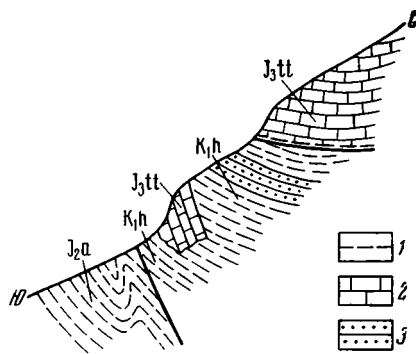


Рис. 2. Геологический разрез по линии В—Г на рис. 4
1 — глины; 2 — известняки; 3 — песчаники

ностью до 110—120 м. Последняя пачка с небольшим угловым несогласием покрывается массивными известняками шахдагской серии. В первой пачке встречаются отдельные окатанные обломки известняков, которые являются аналогами пород кимериджского яруса на южном склоне Большого Кавказа [2]. В образцах пород, отобранных нами из вышеуказанных пачек и в этой полосе на востоке у с. Калейхудат, Ч. А. Таировым определены: *Patellina neocomica* Tch. Tairov, *P. ex. gr. comucana* Chalilov, *Comcospirillina neocomica* Tch. Tairov, *Bryozoa*, спиккулы губок, *Gaudryina aff. barremica* Tch. Tairov, *Radiolaria*, *Gaudryina cf. barremica* Tch. Tairov, *G. ex. gr. neocomica* Chalilov, *Patellina aptica* Agal. и др., указывающие на готерив-барремский возраст вмещающих пород.

Анализ сопоставления отдельных разрезов готеривского и барремского ярусов примыкающих районов с разрезом данной толщи показывает, что возраст этих отложений следует принять готеривским.

Наличие указанных отложений под шахдагской серией и выходов на поверхности отложений верхней юры и нижнего мела по долине р. Таирджалчай [1] дает основание предполагать, что под массивными известняками шахдагской серии залегают юрские и нижнемеловые относительно глубоководные отложения. Выявление здесь отложений готеривского яруса, которые несогласно покрываются массивными известняками шахдагской серии титон-валанжинского возраста, дает основание сделать вывод о том, что ранее выделенный Шахдагский синклиорий не является автохтонной структурой, а перемещен с северо-востока. Мы предполагаем, что шахдагская серия оторвана от юго-восточного окончания антиклинория Бокового Хребта и этот комплекс следует называть Шахдагским наволоком (рис. 3), перекрывающим Шахдагский синклиорий второго порядка. Возраст наволока предположительно посленеокомский.

Что касается ранее выделенного к северу от Казмакрызского разлома Судурского синклиория, то следует отметить, что после сарматского века по указанному разлому самый северный край Шахдагского на-

волока оторвался под действием силы тяжести (благодаря размытому рельефу северного подножья Шахдаг-Кызылканских гор) и сполз обратно к северо-северо-востоку. Подтверждением этого является наличие сарматских органогенных известняков в верховье р. Таирджалчай к югу от с. Судур, которые выступают из-под наволока шахдагской серии, сложенной известняками.

Древняя фронтальная линия шахдагского наволока, по всей вероятности, располагалась южнее, чем в современном тектоническом плане. В районе горы Кырдаг обнажается 200-метровая пачка, представленная массивными кристаллическими, обломочными, кремнистыми, брек-

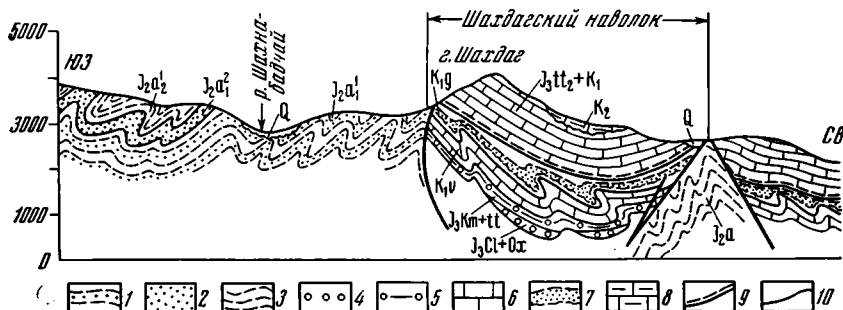


Рис. 3. Геологический профиль по линии А—Б

1—3 — ааленские отложения (1 — песчано-сидеритовая свита, 2 — аташканская свита; 3 — глинисто-сидеритовая свита); 4 — желловей-оксфордские отложения; 5 — кимериджитонские отложения; 6 — титон-нижнемеловые отложения; 7 — готеривские отложения; 8 — сантон-нижнекампанские отложения; 9 — линия Шахдагского наволока; 10 — разрывные нарушения

чиевидными пелитоморфными известняками светло-серого, серого и розовато-серого цвета. В подошве пачки имеется пятиметровый пакет, состоящий из сильно раздробленных и перемятых пород, представленных полукруглыми, округлыми, реже угловатыми обломками вышеописанных известняков и черных аргиллитов, погруженных в рыхлый карбонатный материал. Описанный разрез горы Кырдаг по своим литолого-фациальным особенностям соответствует аналогам шахдагской серии. Аналогичные известняки встречаются и на востоке, в верховье р. Товлачухур (правый приток р. Агчай). Исходя из вышеизложенного, можно предполагать, что древняя фронтальная линия надвига шахдагской серии располагалась к югу от Главнокавказского разлома, по линии горы Кырдаг — верховья р. Товлачухур.

Как выше было отмечено, в пределах Шахдагской зоны выделяется синклиниорий первого порядка, к северу от которого расположены Судурский и Кусаро-Дивичинский синклинории.

По данным количественной интерпретации материалов региональных гравиметрических съемок [$\Delta g = f(H_{\text{мохо}})$, $\Delta g = f(H_0)$, $\Delta g = f(H_{\text{гп}})$], мощность «базальтового» слоя, так же как и всей консолидированной коры, в пределах мегантиклинория Большого Кавказа имеет исключительно большую величину. Однако из-за больших контрастов в изменении гипсометрического фундамента контуры магнитных аномалий и значения ΔT_a в плане всей юго-восточной части Большого Кавказа имеют изометрические и неправильные формы [3]. Они же одновременно указывают на блоковое строение глубокозалегающих толщ, подстилающих геосинклиналию зону. В пределах восточного сегмента мегантиклинория Большого Кавказа выделяются три линейных блока, вытянутых в общекавказском направлении: Центральный (или Тфанский), южный, Закатало-Вандамский, и северный, Шахдаг-Дивичинский (рис. 4).

В составе Шахдаг-Дивичинского блока следует выделить Кусаро-Дивичинский и Судурский синклинории и Шахдагский наволок, которые отделяются друг от друга узкими, вытянутыми в общекавказском направлении юрскими поднятиями, или шовными зонами. Так, Судур-

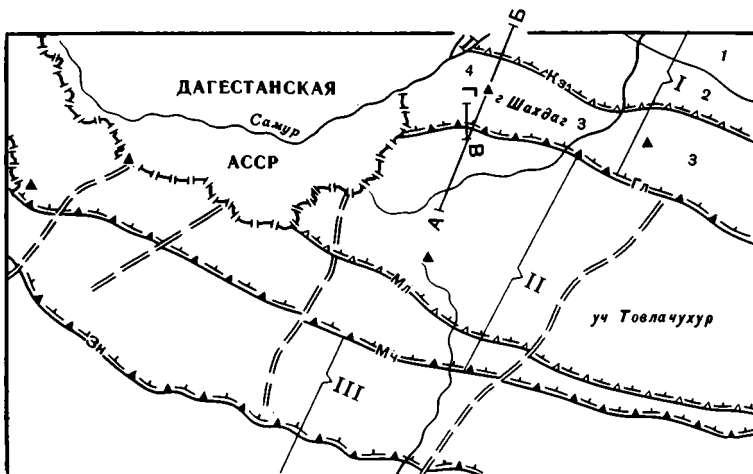


Рис. 4. Схема тектонического районирования восточного сегмента мегантиклинория Большого Кавказа
 I — Шагдаг-Дивичинский линейный блок; II — Центральный (Тфанский) линейный блок; III — Закаatalo-Вандамский линейный блок; 1 — Дивичинский синклиниорий, 2 — Судурский синклиниорий, 3 — Шагдагский наволок, 4 — поперечные разломы. Продольные разломы: Кз — Казмаркрызский, Гл — Главнокавказский, Мл — Малкамудский, Мч — Мчыхский, Зн — Зангинский

ский синклиниорий с севера отделяется Судурским поднятием, а с юга — Верхнетаирджалчайским.

Шагдагский наволок отделяется от Тфанского поднятия тектоническим разрывом, который, по всей вероятности, является восточным продолжением Главнокавказского разлома глубокого заложения. Основанием для такого вывода служат следующие факты.

Комплексный анализ материалов разведочной геофизики и количественная интерпретация гравиметрических данных позволяет выделить в пределах восточного сегмента мегантиклинория Большого Кавказа вытянутые зоны повышенных градиентов силы тяжести, которые соответствуют глубинным разломам. Одна из таких зон повышенных градиентов силы тяжести соответствует Главнокавказскому разлому — надвигу, который прослеживается от Курушского перевала через долину р. Шахнабадчай и район с. Калейхудат в юго-восточном направлении. По этому надвигу зона Шагдагского наволока отделяется от Тфанского антиклинория.

Таким образом, ранее выделенный Шагдагский синклиниорий, входящий в состав Шагдаг-Кусарской складчатой зоны первого порядка, является аллохтонной структурой, которую правомерно назвать Шагдагским наволоком, ограничивающимся с юга Главнокавказским надвигом, а с севера — Верхнетаирджалчайской горст-антиклиналью.

Литература

1. Агаев В. Б. Стратиграфия среднеюрских отложений Северо-Восточного Азербайджана и южного Дагестана. Баку: АГУ, 1966.
2. Гурбанов А. М., Мамедов А. И., Назев В. Н., Омаров А. М., Юсифов И. С., Ахмедов Г. Ю., Касабян А. А., Мурадов М. Х. К тектонике азербайджанской части Южного склона Большого Кавказа в свете новых данных (междуречья Вандамчай — Халхалчай). — Уч. зап. АГУ. Геол.-географ. сер., 1978, № 1.
3. Мамедов С. Г., Керимов К. М. Связь между аномалиями Буге и рельефом основных границ разделов земной коры. — Матер. I Азерб. научной конференции молодых геофизиков. Баку: Изд-во Азнефтехим, 1969.
4. Хаин В. Е., Шарданов А. Н. Геологическое строение северного склона юго-восточного Кавказа. — Матер. по геологии Северо-Восточного Азербайджана. Баку: Изд-во АН АзербССР, 1957.
5. Шихалибейли Э. Ш. Геологическое строение и развитие Азербайджанской части южного склона Большого Кавказа. Баку: Изд-во АН АзербССР, 1956.

Союзгеофизика
 Баку

Поступила в редакцию
 26.V.1980

УДК 550.837.550.8.052 (262.5) (262.54)

КОРНЕВ О. С.

АНОМАЛИИ И СТРУКТУРЫ АЗОВО-ЧЕРНОМОРСКОГО РЕГИОНА

Анализ геологических и магнитометрических материалов Азово-Черноморского региона, экстраполяция данных суши на акваторию позволяют в пределах Черноморской впадины выделить магнитные массы протерозоя Украинского щита, рифея Мизийской плиты, палеозоя Добруджи, мезозоя Крыма, Кавказа и Болгарии, кайнозоя Закавказья. По периферии впадины выделяются крупные тектонические швы. В размещении магнитных масс отмечается унаследованность современной структурой впадины отдельных черт предшествующих эпох развития региона.

Черное и Азовское моря с прилегающей частью суши имеют сложное аномальное магнитное поле, свидетельствующее о широком развитии здесь магнитовозмущающих масс. В морфологии поля отражаются как общие особенности геологического строения этого участка земной коры, так и его отдельные структурные элементы. Поэтому понимание геологической природы магнитных масс региона, где из-за толщи воды затруднены геологические исследования, является весьма ценной информацией при решении вопросов строения и развития Черноморской впадины. Описанию и геологической интерпретации аномального поля региона в целом или его отдельных частей посвящен ряд публикаций [15, 22—26, 28, 32, 36, 37, 40]. Однако магнитные аномалии акватории еще не получили геологической проверки, и нет основания считать окончательными существующие варианты толкования их природы.

Анализ имеющихся материалов с экстраполяцией данных суши в море позволяет выделить несколько областей или зон аномального магнитного поля, связанных с разновозрастными магнитовозмущающими комплексами: дорифейским, рифейским, палеозойским и кайнозойским (рис. 1).

Аномальное магнитное поле наиболее древнего — дорифейского магнитоактивного комплекса охватывает северную часть региона и связано с метаморфическими породами Украинского щита. Оно очень сложное, часто знакопеременное с амплитудой напряженности от $+70$ до -60 мЭ. Поле образовано множеством локальных, разной величины и интенсивности, изометричных, слабо вытянутых полосовых аномалий. В размещении локальных аномалий, особенно мелких, можно наблюдать различную ориентировку. Однако в целом ярко выражены меридиональное и близкое к нему простирания. Магнитные породы широко распространены среди метаморфических образований архея и протерозоя [1, 2, 14, 18]. Наиболее магнитны магнетитсодержащие роговики и кварциты ($13870-31340 \cdot 10^{-6}$ СГС). Магнитная восприимчивость других пород значительно меньше. Так, у метапесчаников, гидротематитовых сланцев и роговиков, мартитовых джеспилитов она варьирует от 1000 до $10000 \cdot 10^{-6}$ СГС, у гнейсов — от 560 до $865 \cdot 10^{-6}$ СГС, у амфиболитов (среднее взвешенное) — $2650 \cdot 10^{-6}$ СГС, чарнокитов — $3321 \cdot 10^{-6}$ СГС. Незначительной магнитной восприимчивостью обладают гранитоиды, безрудные осадочно-метаморфические породы криворожской серии, биотит-плагио-класовые гнейсы, овручские кварциты. Таким образом, магнитоактивность дорифейских пород Украинского щита весьма дифференцирована. Локальные аномалии отражают очертания фрагментов мелких складчатых форм метаморфических образований, осложненных массой разрывных нарушений [17]; полосовые региональные — обязаны магнетит- и амфиболсодержащим породам (железистые кварциты, джеспилиты и связанные с ними руды криворожского типа), которые слагают узкие синклинальные структуры, прослеживающиеся на десятки и сотни ки-

лометров. З. А. Крутиховская и И. К. Пашкевич считают [19], что такие структуры сопрягаются с широкими антиклинальными поднятиями. Судя по аномальному полю, их ширина 150—180 км. Между линейными аномалиями, Одесской на западе и Криворожской на востоке, четко фиксируется область с низкой (+1 — —3 мЭ) напряженностью магнитного поля. Этот факт может расцениваться как свидетельство глубокой эрозии магнитоактивного слоя в сводовой части структуры.

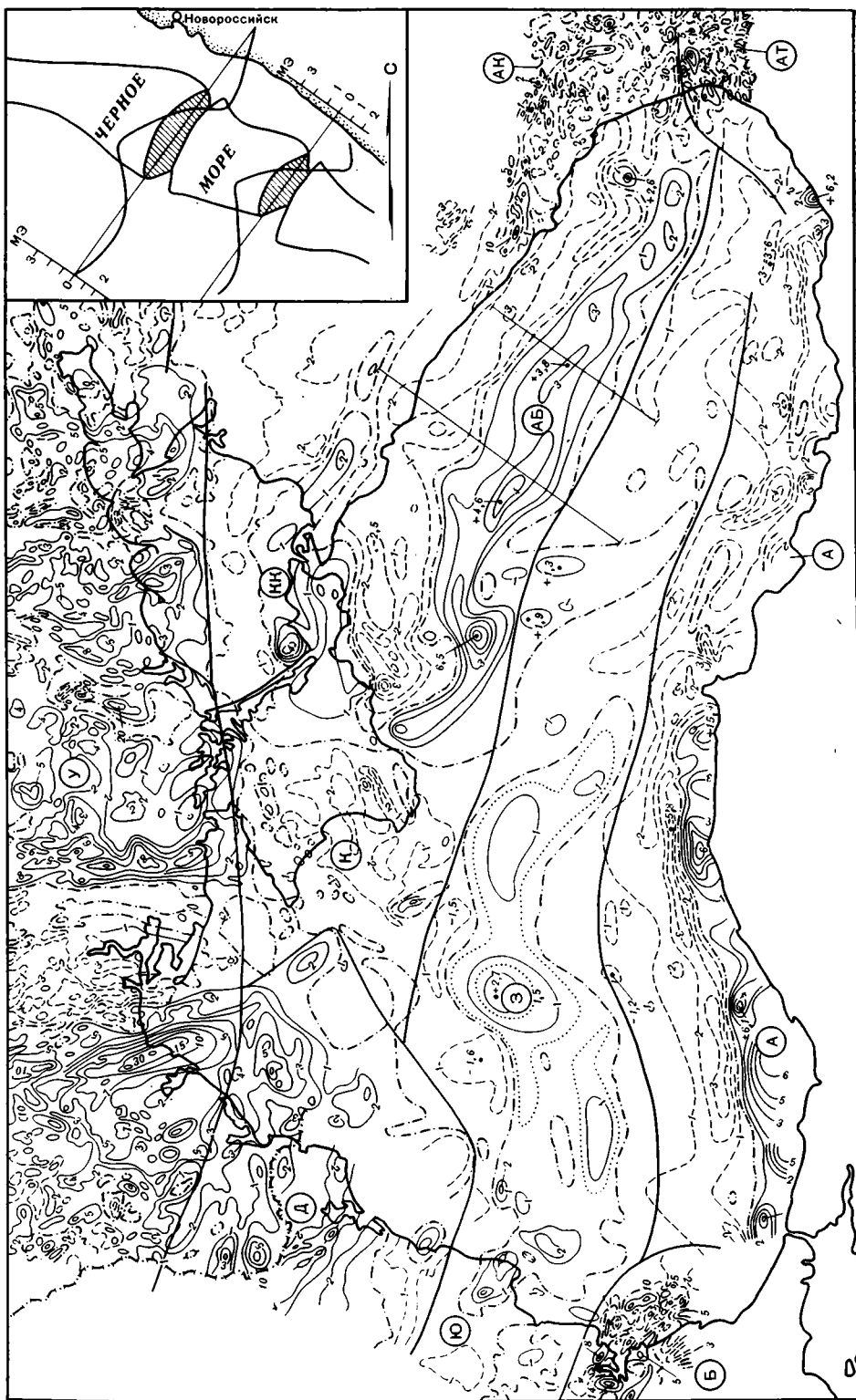
Аномальное магнитное поле, характерное для обнаженной части Украинского щита, прослеживается на юг, сохраняя все свои особенности, означая этим идентичность его геологической природы и отражая сравнительно неглубокое залегание дорифейских магнитовозмущающих образований под покровом осадочного чехла практически немагнитных пород палеозоя и мезозоя — кайнозоя. По линии резкого широтного перегиба поверхности дорифейских пород, зафиксированного бурением и сейсморазведкой [38], интенсивность магнитного поля заметно уменьшается, но не исчезает, указывая на то, что дорифейские магнитоактивные массы распространяются значительно южнее этого перегиба, продолжая как бы «просвечивать» своим магнитным аномальным полем.

Таким образом, аномальное магнитное поле, развитое в самой северной части Черного моря и северной половине Азовского, вызвано магнитоактивными массами южного края Украинского щита.

Магнитоактивные массы, которые условно можно отнести к рифейским образованиям, отражаются Южно-Дунайской и Западно-Черноморской аномальными зонами. Первая прослеживается по левобережью Дуная от с. Шабла на востоке до Михайловграда на западе в пределах широко развитого осадочного чехла Мизийской плиты. Зона состоит из ряда аномалий (Шаблинская, Ветринская, Разградская, Поповская, Плевенская, Ломская), изометричных или овальных, интенсивностью 1—3 мЭ, со сравнительно невысокими (0,03—0,06 мЭ/км) градиентами [4, 8].

Фундамент Мизийской плиты слагают позднерифейские метаморфические породы [21]: слюдистые сланцы, гнейсы, амфиболиты в нижней и зеленоцветные песчаники и сланцы в верхней частях видимого разреза. На разных по возрасту частях фундамента залегают терригенные и карбонатные образования палеозоя, мезозоя и кайнозоя, слагающие осадочный чехол. Породы основания представлены практически немагнитными и слабомагнитными разновидностями «с весьма непостоянной магнитной восприимчивостью, вероятно зависящей от минерального состава и генезиса...» [10]. Магнитная восприимчивость осадочных пород независимо от возраста и литологии составляет не более $20 \cdot 10^{-6}$ СГС [8]. Лишь в разрезе верхнепермских осадков по периферической части плиты имеются отдельные горизонты с кератофирами, диабазами, кварцевыми порфиритами с повышенной ($120—500 \cdot 10^{-6}$ СГС) магнитной восприимчивостью [8, 11].

Т. Б. Добревым и С. С. Пищаловым [8] отмечен случай присутствия этих эффузивов и во внутренней части плиты, где они были вскрыты бурением (скв. 11, п. Хитрино) на глубине 910 м. При магнитной восприимчивости $120 \cdot 10^{-6}$ СГС интенсивность Z-аномалии, вызванная эффузивами, составила всего лишь немногим более 0,25 мЭ. Эти же авторы отмечают, что в районе с. Тюленево в пределах Шаблинского магнитного максимума «обнаружены бурением» магматические породы. Это пока единственные примеры прямой связи аномалий с магматическими образованиями в пределах аномальных зон плиты. В целом же их природа связывается с палеозойскими магматическими породами, контролируемые зонами разломов в фундаменте плиты. Нет основания опровергать эту точку зрения, однако существует целый ряд региональных признаков, которые могут свидетельствовать о том, что основная масса магнитовозмущающих образований Южно-Дунайской, а вместе с ней и Западно-Черноморской аномальных зон принадлежит докембрийским (верхнерифейским) образованиям.



Прежде всего следует заметить, что потенциально магнитными породами видимой части разреза Мизийской плиты, помимо пермских вулканитов, являются метаморфические образования типа гнейсов и амфиболитов. Они слабомагнитны или практически немагнитны, однако непостоянство значений их магнитности наводит на мысль о возможном существовании высокомагнитных разновидностей по аналогии с докембрийскими метаморфическими образованиями Украинского щита [8]. По геофизическим данным, глубина залегания допалеозойского основания Мизийской плиты в пределах Южно-Дунайской аномальной зоны растет с востока на запад с 2—3 км в районе Ветринской и до 10—12 км в районе Ломской аномалии [21]. Расчеты показывают, что верхние крошки магнитных масс зоны также погружаются с востока на запад от 3,5 до 10,5 км [8, 9, 11]. Морфология аномалий указывает на площадное развитие магнитных масс. Все это говорит о принадлежности магнитных масс метаморфизмам Мизийской плиты.

Аномалии Южно-Дунайской зоны прослеживаются на дне шельфа Черного моря, где находят свое естественное продолжение в виде широтной полосы Западно-Черноморской аномальной зоны. Однако восточнее шельфа в морфологии этой зоны намечается «моноклитность» и четко выражены элементы широтной линейности: с севера и юга развиты максимумы, сопрягающиеся между собой через депрессию магнитного поля. Северный максимум через возрастающий в десятки раз градиент (до 0,07—0,08 мЭ/км) сопрягается с линейным минимумом интенсивностью —1,5— —2 мЭ. На 32-м меридиане аномальная зона осложнена изометричным максимумом интенсивностью 2,7 мЭ, после которого меняет свое простираие на северо-восточное и прерывается линейной депрессией с этой же ориентировкой.

Морфология магнитного поля зоны, особенно западной части, объяснима наличием толщи магнитоактивных пород с ограниченной мощностью, образующей пологий прогиб; по данным Г. В. Осипова, верхние крошки магнитных масс погружаются здесь от шельфа во впадину с 8 до 12—15 км, следуя примерно поверхности доюрских образований.

Судя по графикам ΔT_a [15], на изометричный максимум частично накладывается депрессия магнитного поля средней части аномальной полосы, свидетельствуя о существовании магнитовозмущающих образований этого максимума до прогиба. Изометричная (округлая) форма аномалии среди линейных очертаний зоны с наибольшей долей вероятности интерпретируется как геологическое тело вулканического происхождения.

Суммируя сказанное о Южно-Дунайской и Западно-Черноморской аномальных зонах, их магнитовозмущающие массы можно представить единым геологическим образованием — полосой пород метаморфического комплекса рифея, которая в центральной части впадины образует пологий прогиб. На суше вблизи морского побережья полоса магнитовозмущающих пород залегает на минимальной глубине (2—4 км) от поверхности, погружаясь к востоку и западу до 10—15 км. Раздробленность аномального поля Южно-Дунайской зоны говорит о раздробленности магнитных масс западной части этой полосы на блоки, поверхность которых эродирована неодинаково.

Рис. 1. Карта районирования магнитного поля Азово-Черноморского региона. Аномальное магнитное поле прилегающей суши по материалам Б. Д. Углова, Г. В. Осипова и др. [14], поле акватории построено по графикам ΔT_a этих же авторов с дополнениями на локальных участках магнитометрическими данными Г. А. Сехиниадзе и О. В. Харламова

У — аномальное магнитное поле архея и протерозоя Украинского щита; З — Западно-Черноморская и Ю — Южно-Дунайская аномальные зоны рифея; Д — Добруджинско-Молдавская аномальная зона палеозойских образований. Аномальные зоны, обусловленные мезозойскими образованиями: К — Крымская, КК — Крымско-Кавказская, АК — Абхазско-Колхидская, АБ — Алуштинско-Батумский максимум, Б — Бургасская, АТ — Аджаро-Триалетская зона, связанная с магнитными массами кайнозой; А — Анатолийская зона мезозойских и кайнозойских образований

На врезке — интерпретация Алуштинско-Батумского максимума по двум профилям

На восточном фланге Западно-Черноморской зоны (к югу от Крымского полуострова) в аномальном магнитном поле наблюдается широкая депрессия (менее -1 мЭ) с северо-западным простиранием, которая как бы отсекает часть Западно-Черноморской зоны, переходящую в восточную половину впадины. Подобная депрессия в общем случае может быть объяснена тремя причинами: 1) существованием разобщенных магнитных масс различной природы; 2) расчленением однородного массива магнитных масс за счет геохимической и механической демагнитизации в тектонической зоне [16], или внедрения интрузивных немагнитных образований по тектоническому шву, или за счет эрозии магнитовозмущающих масс; 3) положением магнитных масс по отношению к точке Кюри: поднятие точки Кюри выше уровня потенциально магнитных масс, которое может возникнуть в ослабленных зонах дизъюнктивов [13], или опускание масс ниже точки Кюри. В данном случае депрессия аномального магнитного поля совпадает с поднятием кристаллического фундамента и полосой пониженных значений теплового потока [6], также приуроченного к этому поднятию. Поэтому рассматриваемая депрессия может быть результатом пострифейской эрозии магнитоактивного однотипного комплекса.

Аномальное поле по восточную сторону магнитной депрессии пространственно как бы сливается с аномальным полем Алуштинско-Батумского максимума, но между ними намечается линейный минимум, указывающий на разобщенность этих полей. К востоку от магнитной депрессии поле постепенно сменяется отрицательным, которое, однако, имеет повышенные значения ($-0,5$ мЭ и более), переходящие в отдельных случаях в положительные аномалии до $0,5$ мЭ, что указывает на постепенное исчезновение (выклинивание) магнитных масс с запада на восток. Одной из причин этого явления может служить погружение магнитовозмущающих образований ниже точки Кюри. Итак, магнитные массы восточной части впадины условно можно отнести к фрагменту толщи рифея Мизийской плиты, отделенного от основного массива областью эрозии.

Таким образом, магнитные массы рифея следует рассматривать как единую полосу метаморфических образований, которая на западе, являясь материковой структурой, к востоку находит свое развитие в средней части впадины, в области отсутствия «гранитного» слоя (рис. 2). Наличие в этой области рифейских образований может свидетельствовать о неполном исчезновении «гранитного» слоя в ее пределах, но его оставшаяся масса мала и не влияет на расчетные данные.

Аномальное магнитное поле, связанное с палеозойскими образованиями, расположено в западной части региона в пределах Скифской и Мизийской плит — Добруджинско-Молдавская аномальная зона. Оно менее сложно по сравнению с примыкающим на севере полем Украинского щита; амплитуда напряженности достигает $6-7$ мЭ при сравнительно невысоких градиентах. Повышенные значения поля имеют региональное распространение. Магнитные аномалии вытянуты, реже изометричны, в общем плане имеют запад-северо-западное простирание, совпадающее с простиранием основных структурных форм суши.

В Молдавском прогибе отдельными скважинами вскрыты довольно мощные (более 1000 м) толщи порфиритов и туфов карбона и перми. Морфология положительных аномалий магнитного поля прогиба, их незначительные градиенты позволяют связывать их с эффузивными толщами палеозоя. Сходство морфологии магнитного поля Молдавского прогиба и прилегающей акватории свидетельствует о продолжении эффузивных образований суши в пределы шельфа.

Иную природу имеет магнитное поле Северной Добруджи. Ее интенсивные аномалии пространственно совмещаются с областью развития палеозойских интрузий, их контактово измененных пород и нижнетриасовых эффузивов Мейданкойского грабена [7]. Эти аномалии, не затухая, прослеживаются до самого побережья, свидетельствуя о продолжении магнитовозмущающих образований в пределах Черноморской впадины.

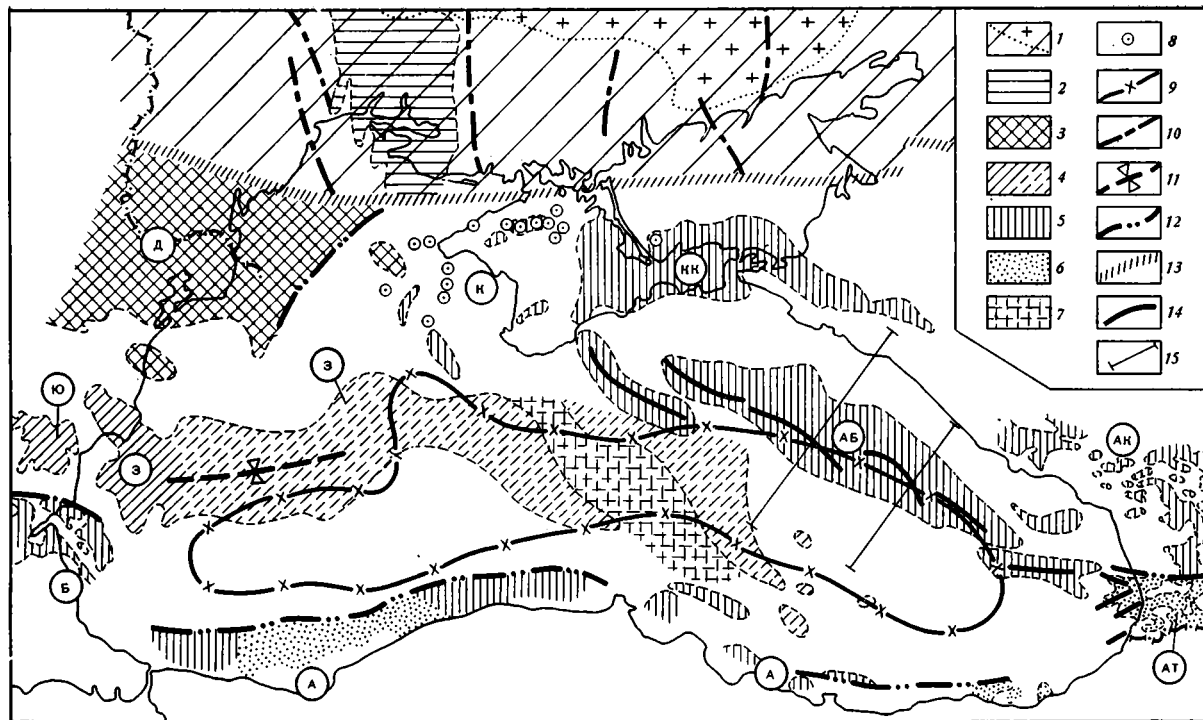


Рис. 2. Схема интерпретации аномального магнитного поля Азово-Черноморского региона

1 — поле развития магнитных масс Украинского щита (крестики — участок щита, лишенный осадочного чехла); 2 — участок эрозийного среза магнитоактивного слоя; 3—6 — магнитные массы различного возраста; 3 — палеозойского, 4 — рифейского, 5 — мезозойского, 6 — кайнозойского; 7 — область эрозии или демагнетизации магнитных масс рифея; 8 — мезозойские вулканические постройки; 9 — граница области земной коры без «гранитного» слоя [15]; 10 — оси синклинальных структур с широким развитием магнитоактивных кварцитов криворожского типа; 11 — ось прогиба магнитовозмущающих масс; 12 — тектонические швы; 13 — южный край Украинского щита; 14 — оси отдельных магнитных аномалий; 15 — линия интерпретационного профиля. Буквы в кружках — названия аномальных зон — см. на рис. 1

Аномалии восточного фланга Добруджинско-Молдавской зоны в пределах Черного моря резко сменяются ровным магнитным полем, близким к нулю, образуя при этом линию высоких градиентов северо-восточного простирания (см. рис. 1). Эта линия дискордантна по отношению к общему простиранию аномалий зоны и в данном случае может быть аппроксимирована тектоническим швом, срезающим магнитные массы палеозоя (см. рис. 2).

Аномальное магнитное поле, природа которого связывается с мезозойскими вулканогенными комплексами Черноморской впадины, имеет самое широкое развитие. По морфологии и геологической природе выделяются несколько аномальных зон: Бургасская, Крымская, Крымско-Кавказская, Абхазско-Колхидская и Восточно-Черноморская (Алуштинско-Батумский максимум).

Крымская аномальная зона распространяется на большую часть Крымского полуострова и акваторию, прилегающую к суше с запада. На фоне спокойного, близкого к нулю магнитного поля зафиксировано около 20 локальных изометричных («точных») аномалий или вытянутых в восток — северо-восточном направлении интенсивностью 1—2 мЭ.

В пределах Горного Крыма магнитовозмущающими массами являются вулканогенные образования средней юры: диабазы, габбро-диабазы, спилиты, магнитная восприимчивость которых измеряется тысячами единиц. Например, магнитная восприимчивость андезитов Карадага достигает $1700-14000 \cdot 10^{-6}$ СГС, в среднем составляя 2820 и $4640 \cdot 10^{-6}$ СГС, керсантитов — $1000-34900 \cdot 10^{-6}$ СГС, в среднем — $5750 \cdot 10^{-6}$ СГС [32]. Осадочные и метаморфические породы палеозоя практически немагнитны, их магнитная восприимчивость лишь в отдельных случаях достигает $50-900 \cdot 10^{-6}$ СГС. В Равнинном Крыму многочисленными скважинами (в том числе в максимумах локальных магнитных аномалий) вскрыты нижнемеловые вулканогенные образования [3, 5, 29, 34]. По составу это порфириты, габбро-диабазы, андезито-базальты, магнитная восприимчивость которых в целом ниже, чем у юрских вулканитов Горного Крыма, но достаточно высокая ($400-2100 \cdot 10^{-6}$ СГС), чтобы могли возникнуть хорошо выраженные аномалии.

Таким образом, локальные аномалии Крыма вызваны сравнительно небольшими проявлениями трещинного и эксплозивного вулканизма в виде вытянутых и изометричных тел.

Аномальное магнитное поле западной части Крыма прослеживается в прилегающую акваторию Черного моря; однако здесь наряду с северо-восточным простиранием вытянутых аномалий появляются северо-западные. Если северо-восточные согласуются с простираниями структур полуострова и могут быть объяснены наличием вулканогенных тел трещинного типа, то северо-западные аномалии могут быть истолкованы по-разному. Они находятся на продолжении аномального поля палеозоя Скифской плиты и имеют близкие простирания. Однако их пространственная принадлежность к магнитному полю Крыма, дипольный характер и высокая ($4200 \cdot 10^{-6}$ СГС) расчетная магнитная восприимчивость магнитовозмущающих тел, сходная с вулканитами средней юры, говорят в пользу их связи с мезозойским вулканогенным комплексом.

Крымско-Кавказская аномальная зона тяготеет к южной части Индоло-Кубанского прогиба, частично распространяясь на Черное и Азовское моря. Здесь на фоне положительного магнитного поля до 1 мЭ фиксируются широтно и субширотно ориентированные максимумы интенсивностью до 2 мЭ. Относительно спокойное аномальное магнитное поле свидетельствует о площадном развитии магнитоактивных масс. Наличие интенсивного максимума на восточном фланге аномальной зоны, сопровождающегося с севера минимумом такой же интенсивности в условиях сравнительно глубокого залегания магнитных масс, может быть истолковано их ограниченным распространением на глубину, плоской формой и пологим залеганием.

Индоло-Кубанский прогиб выполнен мощной толщей неоген-палеогена, залегающей на породах мела и юры. На западном фланге зоны в

области развития положительного (1 мЭ) магнитного поля скважиной у с. Шубино под осадками нижнего палеогена вскрыта нижнемеловая толща мощностью около 500 м, содержащая вулканогенные образования [35], которые, вероятно, и являются магнитоактивными. Несколько восточнее фиксируется интенсивная (4 мЭ) изометричная дипольная Арабатская аномалия, со сравнительно невысоким градиентом (0,2 мЭ/км). Ее характеристики также указывают на ограниченное распространение нижней кромки магнитных масс на глубину. Поскольку в Равнинном Крыму широко развиты локальные вулканические постройки мелового возраста, можно предполагать, что и Арабатская аномалия обязана наличию крупного вулканического образования подобного типа.

Абхазско-Колхидская аномальная зона состоит из множества вытянутых локальных дипольных аномалий, часто сгруппированных в цепочки; западный фланг зоны резко затухает у берега моря. Интенсивность магнитного поля варьирует в пределах -6 — $+10$ мЭ; среднее значение максимумов составляет 4—5 мЭ, горизонтальный градиент достигает 3—4 мЭ/км. Аномалии по площади распространены неравномерно. Положительные аномалии пространственно совмещаются в основном с телами среднеюрских эффузивов Гагринско-Джавской зоны, представленных диабазами, порфиритами, их туфами и туфопесчаниками. Магнитная восприимчивость этих пород, по данным Г. А. Сехнаидзе и Н. А. Кикадзе, изменяется от 0 до $87000 \cdot 10^{-6}$ СГС. Аномалии в пределах Грузинской глыбы связаны с меловыми эффузивным комплексом, породы которого (базальты, туфы, туфобрекчии) в междуречье Текури—Цива, по сведению Р. Д. Маргшвили, имеют магнитную восприимчивость порядка $3000 \cdot 10^{-6}$ СГС.

Аэромагнитной съемкой Абхазско-Колхидской аномальной зоны, проведенной на высоте 9 км [20], было зафиксировано сравнительно спокойное магнитное поле, преимущественно отрицательного знака и интенсивности всего лишь до $-0,5$ мЭ. Это говорит об ограниченном распространении магнитовозмущающих эффузивов на глубину.

Зона Алуштинско-Батумского максимума (она же Восточно-Черноморского зона) образована гигантской полосовой очень сложной аномалией, прослеживающейся на 600 км вдоль Черноморского побережья Кавказа при наибольшей ширине положительной ветви 100 км. Восемь локальных максимумов аномалии интенсивностью 2—6 мЭ, при максимальном градиенте 0,3 мЭ/км, расположены кулисообразно. На северо-западном и юго-восточном флангах максимумы разделены глубокими депрессиями. Положительные ветви графиков осложнены кривыми второго порядка. К северу положительные ветви сопрягаются с отрицательными, достигающими интенсивности $-2,5$ — -3 и до $-9,5$ мЭ.

Выяснение геологической природы Алуштинско-Батумского максимума весьма трудная задача. Вспомним, что при интерпретации уже рассмотренных аномальных зон мы могли пользоваться экстраполяцией данных суши на акваторию. В случае Алуштинско-Батумского максимума аномальное поле целиком находится в пределах акватории, занимает конкордантное положение в структуре впадины, а на прилегающей суше не имеет себе морфологических аналогов.

Ряд авторов [24, 25] считают Алуштинско-Батумский максимум продолжением Закавказской зоны региональных максимумов и объясняют его наличием планетарного разлома, по которому произошло внедрение магматических масс основного и ультраосновного состава в виде серии (четырех) параллельных тел с северо-восточным падением под углами 45 — 75° . Глубины верхних кромок, по расчетам этих авторов, изменяются от 11 до 20 км, при этом наблюдается их погружение с севера на юг. По расчетам других [26], верхние кромки этих же масс располагаются в интервале глубин 8—14 км и тоже отмечается тенденция их погружения с севера на юг. Вертикальная мощность магнитовозмущающего тела оценивается цифрами 20—30 км. С учетом данных ГСЗ авторы приходят к выводу о положении верхних кромок у подошвы осадочного чехла либо ниже его. В работе, специально посвященной геологической интерпрета-

ции Алуштинско-Батумского максимума [33], его природа связывается с наличием структуры типа континентального рифта, возникшего в неогене, развивающегося ныне и не связанного со структурами Закавказья. При этом считается, что верхние кромки магнитных масс образуют два уровня: верхний, расположенный в пределах осадочного чехла (5—8 км), и нижний— близ поверхности основания Черноморской впадины. Как видим, одни и те же исходные данные не дают уверенного решения задачи и, естественно, не исчерпывают возможных вариантов интерпретации.

Попытаемся рассмотреть один из них. Возьмем две исходные кривые, характеризующие двумерное сечение магнитовозмущающего объекта (см. рис. 2). Имея в виду, что на данной широте угол наклона вектора магнитного поля (I_0) близок к 60° , обе кривые качественно могут быть аппроксимированы сечением эллиптического цилиндра с соотношением радиусов 1 : 3 и 1 : 4 [27]. Природной аналогией такой фигуры может быть форма линзы (см. рис. 1—врезка). Южный и Северный контуры тела приведены по линии максимальных градиентов, при этом все тело по отношению к контуру аномальной зоны сместится к берегу примерно на 10—25 км. Соотношение радиусов эллипса показывает, что мощность тела составляет около 35—40 км, а его ширина — 110 км. Столь большие размеры магнитовозмущающих масс могут вызвать сомнение, однако высотными аэромагнитными профилями, выполненными над этим объектом [20], благодаря которым высота наблюдений увеличивалась в 2—3 раза по сравнению с гидромагнитной съемкой, зафиксирована примерно такая же высокая интенсивность аномального поля. Значит, исследуемое тело имеет значительные размеры. В противном случае напряженность поля резко снизилась бы, как это произошло, например, с аномалиями Абхазско-Колхидской зоны. Само линзообразное тело имеет сложное строение, о чем говорит расчленение аномальной зоны на отдельные максимумы и осложнение ее положительной части кривыми второго порядка, которые, однако, не затушевывают габитус линзы.

По данным Д. А. Туголосова [38], выполненного всесторонний и скрупулезный анализ геолого-геофизического материала Азово-Черноморского региона, в пределах развития магнитных масс Алуштинско-Батумского максимума кровля мела и кровля доюрских образований находятся на глубине соответственно 1—6 и 6—10 км; при этом увеличение глубины происходит с юго-востока на северо-запад. В рельефе кровли мела намечается поднятие, совпадающее с положением магнитовозмущающего тела Алуштинско-Батумского максимума. Следовательно, верхние кромки магнитных масс размещаются в меловых и более древних образованиях.

М. В. Муратовым показано [30, 31], что впадине Черного моря предшествовал длительный период (мезозой—палеоген), когда средняя часть будущей впадины представляла собой срединный массив с накапливающимся здесь чехлом, а по периферии формировались геосинклинальные прогибы.

Принимая это положение за основу, с учетом формы и размера магнитовозмущающего комплекса, и учитывая наличие двух уровней верхних кромок магнитных масс и положение этого комплекса в структуре региона, природу Алуштинско-Батумского максимума можно объяснить наличием сложно построенной стратиграфически двучленной вулканогенной толщи, заполняющей один из мезозойских прогибов. Этому не противоречит и существование вулканогенных аналогов юры и мела в обрамлении впадины.

Бургасская аномальная зона расположена в районе одноименного залива и примыкающей к нему суши Восточного Среднегорья. Аномальное магнитное поле состоит из множества дипольных интенсивных аномалий с амплитудой 24—20 мЭ при градиентах до 1—4 мЭ/км. В простирании аномалий наблюдается различная ориентировка. В целом же в наземной части зоны существует общая тенденция к широтному про-

стиранию, которое при переходе на акваторию Черного моря сменяется юго-восточным, сохраняя при этом морфологию магнитного поля.

На суше аномальное поле Бургасской зоны ложится в пределы Среднегорской тектонической зоны, где локальные аномалии пространственно совмещаются с выходами верхнемеловых базальтов, андезитов, их туфов и дацитов с магнитной восприимчивостью, достигающей примерно $3500 \cdot 10^{-6}$ СГС. Высокой магнитной восприимчивостью ($2300—6000 \cdot 10^{-6}$ СГС) обладают также мелкие ларамийские интрузивные тела среднего и основного состава. Однако они играют подчиненную роль и заметного влияния на формирование структуры аномального поля не имеют. Большое распространение здесь имеют среднегорские (палеозойские) граниты, но они являются практически немагнитными [10, 12].

Таким образом, Бургасская аномальная зона в пределах суши связана главным образом с наличием верхнемеловых эффузивов. Тот факт, что аномальное поле суши прослеживается на дне акватории, сохраняя при этом свою морфологию, дает основание считать, что в пределах морской части эта зона также связана с меловыми эффузивами.

Аномальное магнитное поле, вызванное кайнозойским вулканогенным комплексом, расположено по южной окраине Черноморской впадины. Самым восточным звеном его является Аджаро-Триалетская аномальная зона, расположенная в пределах одноименной горной системы и частично прослеженная в акватории. Ее образует масса локальных дипольных аномалий с амплитудой интенсивности $—30—+40$ мЭ при горизонтальном градиенте до 14 мЭ/км. Общая напряженность магнитного поля растет с востока на запад. В расположении аномалий отмечаются широтные и меридиональные простирания.

Магнитные аномалии Аджаро-Триалетской зоны связаны со среднеэоценовыми и в меньшей мере с четвертичными вулканогенными образованиями с довольно высокой магнитной восприимчивостью. По данным Г. А. Сехниаидзе и Н. А. Кикадзе для них характерны: диабазовые порфириты $—800—8500 \cdot 10^{-6}$ СГС, в среднем $—3200 \cdot 10^{-6}$ СГС, андезитовые порфириты $—0—8500 \cdot 10^{-6}$ СГС, в среднем $—2800 \cdot 10^{-6}$ СГС, туфопесчаники $—0—6200 \cdot 10^{-6}$ СГС, в среднем $3800 \cdot 10^{-6}$ СГС.

Широтное простирание аномалий отражает простирание основных структурных элементов, связанных со складчатостью. Меридиональные простирания, которые подчеркиваются депрессиями магнитного поля, образуют дискордантные направления и, очевидно, связаны с зонами демагнетизации по разрывным нарушениям, возможно, с зонами дробления, расслаивания, гидротермальной переработки и т. д. В прибрежной полосе акватории происходит виргация аномалий, которые к северозападу и западу затухают, а к юго-западу, в пределах небольшого отрезка прибрежной полосы, четко отражают простирание кайнозойской Аджаро-Триалетской зоны складчатости.

Повышение интенсивности магнитного поля Аджаро-Триалетской зоны с востока на запад объясняется увеличением мощности эффузивного комплекса, которая, по данным Г. А. Сехниаидзе и Н. А. Кикадзе, достигает 3 км и, по-видимому, остается не меньшей в пределах акватории.

Вдоль всего южного побережья Черного моря прослеживается Анатолийская аномальная зона с однотипным магнитным полем, но с различным возрастом магнитоактивных образований. По морфологии магнитного поля западная и восточная части этой зоны несколько отличны; западную часть (до Синопа) образует цепочка максимумов ($3—6$ мЭ), которые на севере сопрягаются с полосовой отрицательной аномалией. Выдержанность последней по простиранию как бы подчеркивает единство максимумов. В восточной части зоны положительные аномалии ($0—6,2$ мЭ) имеют меньшее развитие. Отрицательные значения магнитного поля низкие, как и в западной части ($2—4$ мЭ), но с меньшими градиентами; на большом протяжении отрицательные изодинамы подходят к самому берегу.

Существует представление о том, что Анатолийская аномальная зона вызвана комплексом рвущих крутопадающих тел, контролируемых раз-

рывными нарушениями, с глубиной залегания верхних кромок 1—2 км [23, 24].

Однако следует заметить, что в имеющихся данных по ΔT_s отсутствует информация о большей части южной ветви всех положительных аномалий Анатолийского побережья. В то же время на траверзе этих аномалий на суше отмечается развитие пород вулканического комплекса мела и эоцена [41], а на акватории Анатолийского побережья известен факт находки меловых пород осадочного комплекса в ассоциации с туфами андезитового состава [39]. Отсюда можно предположить, что фиксируемые положительные аномалии акватории являются лишь фрагментом северной части более обширной аномальной зоны, южный край которой переходит в пределы суши и вызван серией плоских пологозалегающих тел. Иными словами, аномальная зона может быть вызвана целым комплексом магнитовозмущающих толщ (или покровов), которые, развиваясь на суше, своим северным краем выходят к акватории и срезаются здесь тектоническим швом. Породы этого края имеют относительно неглубокое залегание и поэтому на данной магнитной широте трассируются глубоким линейным минимумом. Судя по сложности положительного поля, сама толща, по-видимому, имеет также сложное строение.

В размещении магнитных масс всего региона по отношению к Черноморской впадине отмечаются элементы унаследованности структур различных эпох развития региона. Общему простиранию рифейских и палеозойских образований соответствует вытянутость впадины; мезозойские магнитные массы конкордантны контуру впадины, фиксируя, по-видимому, более древние штрихи ее современного очертания. К унаследованным структурам мезозоя следует отнести и поперечное поднятие полосы магнитных масс Мизийской плиты западного побережья Черного моря (район Ветрино).

В заключение, пользуясь случаем, автор искренне благодарит Н. А. Кикадзе, Р. Д. Маргишвили, Г. В. Осипова, Г. А. Сехниадзе, О. В. Харламова за любезно предоставленные ему магнитометрические сведения по отдельным участкам региона.

Литература

1. Бакланов Н. И., Бакланова В. В. О физических свойствах горных пород Криворожья.— Геофиз., сб., 1968, вып. 24, с. 78—85.
2. Бакланов Н. И., Бакланова В. В., Яценко Ю. Г. О физических свойствах горных пород докембрия Верховецкого района.— В сб.: Материалы геофизических исследований на Украине. Киев: Наукова думка, 1972, с. 85—95.
3. Бондаренко В. Г., Апостолов М. Л., Шаповалов М. С. Вулканокластические породы верхнемелового возраста Равнинного Крыма и Керченского полуострова.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 12, с. 123—126.
4. Гарецкий Р. Г. О фундаменте Мизийской плиты.— Геотектоника, 1970, № 4, с. 110.
5. Герасимов М. Е., Апареев В. Н. О природе магнитных аномалий Равнинного Крыма в свете перспектив нефтегазоносности.— Геол. ж., 1968, т. 28, № 4, с. 92—98.
6. Гольмшток А. Я., Золотарев В. Г. Глубинный тепловой поток Черноморской впадины.— Докл. АН СССР, 1980, т. 254, № 4, с. 956—958.
7. Гуревич Б. А., Гончарова Т. А., Бураковский В. Е., Нечаев В. В., Тесленко А. В., Шеретевская С. Л. Краткая характеристика результатов геофизических работ.— Геология СССР. Т. 8, ч. 1. М.: Недра, 1969, с. 401—417.
8. Добрев Т. Б., Пищалов С. С. О глубинном строении Мизийской платформы и сопредельных районов по геолого-геофизическим данным.— Прикл. геофиз., 1963, вып. 37.
9. Добрев Т. Б. Структура фундамента Мизийской платформы на территории Болгарии.— Сов. геология, 1966, № 11, с. 44—54.
10. Добрев Т. Б. Об основных закономерностях изменения физических свойств горных пород и руд южной Болгарии.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1966, № 10, с. 112—116.
11. Добрев Т. Б., Шукин Ю. К. Глубинные разломы Западного Причерноморья и некоторые геофизические признаки их выявления.— Сов. геология, 1970, № 11, с. 77—89.
12. Добрев Т. Б., Иванова В. П., Пищалов С. С.— Региональная характеристика физических свойств основных комплексов горных пород Болгарии.— Геофиз. сб., 1973, вып. 52, с. 67—77.
13. Дружинин А. В. О связи геотермических аномалий с дизъюнктивными нарушениями в кристаллическом фундаменте и осадочном покрове.— В кн.: Новые данные по геологии и нефтегазоносности Волго-Уральской области. М.: Недра, 1962. 358 с.

14. *Егоров В. М., Беланов В. М.* Использование геофизических данных при составлении геологических карт докембрия.— Геофиз. сб., 1966, вып. 16, с. 33—44.
15. Земная кора и история развития Черноморской впадины. Результаты исслед. по международ. проектам. М.: Наука, 1975. 358 с.
16. *Корнев О. С.* Отражение разрывных нарушений Тянь-Шаня аномальным магнитным полем.— В кн.: Тектоника допалеозойских и палеозойских толщ Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1970, с. 159—168.
17. *Крутиховская З. А., Голензавская В. И., Подоленко С. М.* Отражение глубинной складчатости в физических полях Западно-Ингулецкой зоны.— Геофиз. сб., 1966, вып. 16, с. 44—57.
18. *Крутиховская З. А., Лапина М. И., Гарбуза Л. А.* Использование методики аналитического продолжения аномальных магнитных полей для картирования железистых кварцитов.— Геофиз. сб., 1970, вып. 35, с. 51—60.
19. *Крутиховская Э. А., Пашкевич И. К.* Некоторые результаты исследования связи магнитного и гравитационного полей с тектоникой Украинского щита.— Геофиз. сб., 1970, вып. 38, с. 69—79.
20. *Лапина Е. Г., Лапин С. В.* Предварительные данные о высотной аэромагнитной съемке Кавказа.— Доклады школы передового опыта. Тбилиси, 1965.
21. *Левин А. И., Стрельцова Т. В., Хакимов М. Ю., Боков П., Дачев Хр.* Тектоника фундамента Мизийской плиты.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 8, с. 38—49.
22. *Маловицкий Я. П., Непрочнов Ю. П., Гаркаленко И. А., Старшинова Е. А., Милашина К. Г., Коморная М. Я., Рыкунов Л. Н., Холопов Б. В., Седов В. В.* Строение земной коры в западной части Черного моря.— Докл. АН СССР, 1969, т. 186, № 4, с. 905—907.
23. *Маловицкий Я. П., Углов Б. Д., Осипов Г. В.* Геоманнитное поле Черноморской впадины.— Геофиз. сб., 1969, вып. 32, с. 29—30.
24. *Маловицкий Н. П., Михайлов О. В., Осипов Г. В., Углов Б. Д.* Новые данные об аномальном магнитном поле Черноморской впадины.— Докл. АН СССР, 1971, т. 201, № 1, с. 72—74.
25. *Маловицкий Я. П., Углов Б. Д., Осипов Г. В.* Некоторые черты глубинного строения Черноморской впадины по данным гидромагнитной съемки.— Морская геология и геофизика. Рига: Зинатне, вып. 3, 1972, с. 12—21.
26. *Мелихов В. Р., Мирлин Е. Г., Углов Б. Д., Шрейдер А. А.* Оценка распределения магнитовозмущающих тел в коре глубоководной котловины Черноморского моря с помощью трансформации в нижнее полупространство.— Морская геология и геофизика. Л.: Недра, 1971, вып. 2, с. 103—109.
27. *Миков Д. С.* Атлас теоретических кривых для интерпретации магнитных и гравитационных аномалий. Томск: Госгеолтехиздат, 1956. 146 с.
28. *Мирлин Е. Г., Мелихов В. Р., Михайлов О. В., Непрочнов Ю. П.* О природе магнитных аномалий в Черноморской впадине.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 9, с. 60—71.
29. *Муратов М. В., Бондаренко В. Г., Плахотный А. Г., Черняк Н. И.* Строение складчатого основания Равнинного Крыма.— Геотектоника, 1968, № 4, с. 54—69.
30. *Муратов М. В.* История формирования глубоководной котловины Черного моря в сравнении с впадинами Средиземного.— Геотектоника, 1972, № 5, с. 22—41.
31. *Муратов М. В.* Происхождение материков и океанических впадин. М.: Наука, 1975. 176 с.
32. *Оровецкий Ю. П., Савенко Б. Л., Лебедев Т. С., Буртный И. А.* Магнитные свойства и петрогеохимические особенности лав вулканической группы Карадага (Горный Крым).— Геофиз. сб., 1973, вып. 55, с. 30—46.
33. *Осипов Г. В., Свистунов Ю. И., Терехов А. А.* О возможной природе Алуштинско-Батумской магнитной аномалии на Черном море.— Геотектоника, 1977, № 1, с. 74—79.
34. *Пашкевич И. К.* Региональные особенности магнитного поля центральной части территории УССР.— Геофиз. сб., 1970, вып. 37, с. 33—45.
35. *Плахотный Л. Г., Апостолова М. Я., Бондаренко В. Г., Геордиевич В. А., Меловой вулканизм Равнинного Крыма.*— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1971, т. 74, вып. 4.
36. *Савенко Б. Л.* Магнитные свойства и происхождение намагниченных гранитоидов Украинского щита.— В кн.: Вопросы геофизических исследований на Украине. Киев: Наукова думка, 1972, с. 182—202.
37. Строение западной части Черноморской впадины/Под ред. Маловицкого Я. П., Непрочнова Ю. П. М.: Наука, 1972. 244 с.
38. *Туголесов Д. А.* Современная структура Черноморской впадины.— Сов. геология, 1976, № 7, с. 72—86.
39. *Шимкус К. М., Шуменко С. И.* Первые находки пород мелового возраста на материковом склоне Черного моря.— Океанология, 1977, № 5, с. 862—866.
40. *Эфендиева М. А.* Карты магнитных аномалий ΔT_a акваторий Черного и Азовского морей.— Геоманнетизм и аэрономия, 1965, т. 5, № 6, с. 1085—1091.
41. *Letouzey J., Biju-Duval B., Dokel A., Gonnard R., Kritschew K., Montadert L., Sungurlu O.* The Black-Sea: A marginal basin geophysical and geological data.— In: Sympos. internat. Hist. struct. bassins méditerr. Split, 1976. Paris, 1977, p. 363—375.

УДК 551.24 (265.4)

АНТИПОВ М. П.

ТЕКТОНИКА ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ПРИЛЕГАЮЩИХ К о. ХОНСЮ ЧАСТЕЙ ЯПОНСКОГО МОРЯ

Приводится подробное описание структур осадочного чехла дна южной и восточной частей Японского моря. В строении осадочного чехла и акустического фундамента выделяются впадины и разделяющие их поднятия, а также сложная построенная моноклинал, приуроченная к зоне перехода от о. Хонсю к глубоководным котловинам. В пределах впадин слои осадочного чехла залегают горизонтально и имеют мощность большую, чем на поднятиях. На основе структурного анализа дается возможная картина истории геологического развития региона и формирования осадочного чехла. Делается вывод о кратковременных вертикальных импульсах тектонических движений, направленных вниз. В результате последних в среднем миоцене произошло образование глубоководных котловин, а в позднечетвертичное время был сформирован современный облик Японского моря.

Анализируемая часть Японского моря — это шельф о. Хонсю, его склон, глубоководные котловины Ямато (Хонсю) и Цусима и подводные возвышенности — хребты и банки. Эта часть моря изучается учеными различных стран. В результате составлены сейсмические, магнитометрические и гравиметрические региональные профили. На отдельных участках шельфа и прилегающих частях склона проведены детальные геолого-геофизические работы [6, 8, 9, 10, 12, 13, 20]. В 1973 г. в центральной части Японского моря с бурового судна «Гломар Челленджер» пробурено четыре скважины [16].

Рельеф дна исследуемой области Японского моря, как упоминалось выше, сложный (рис. 1). Его составные элементы — шельф и склон о. Хонсю, возвышенности и котловины. Шельф о. Хонсю на всем его протяжении небольшой ширины: от 5—10 км в северной части до 30—50 км в центральной и южной. Бровка шельфа расположена на отметках 170—200 м. Ширина островного склона изменяется от 20 до 40 км, а его уклоны — от 2 до 8°. Наиболее отчетливо он выражен в северной и южных частях района. Подводные хребты расположены параллельно береговой линии и кулисообразно друг к другу. Это цепь возвышенностей, погружающихся в северном направлении, между хребтами трохообразные долины, ширина которых 20—30 км. Ширина хребтов в основании достигает 40 км, протяженность превышает 150 км. Западные их склоны ограничивают глубоководную котловину Ямато. У последней ровное дно, продолговатая форма, вытянутая в северо-восточном направлении. Ее длина 400 км, ширина 140 км при глубине моря 3 км. В северной части котловины горы северо-восточного простирания. Западное ее ограничение — восточный склон подводного хребта Ямато. На северо-востоке котловины Ямато, раскрываясь, переходит в Центрально-Япономорскую глубоководную котловину.

К юго-западу от возвышенности банки Оки расположена котловина Цусима, которая в плане округлая, ее диаметр около 140 км. Глубины превышают 2 км. Южное ограничение котловины образует островной склон о. Хонсю, а западное и северное — континентальный склон п-ова Корея и склон Южно-Корейского подводного плато. Склон о. Хонсю изрезан подводными долинами, глубина которых иногда достигает 400—500 м (трог Тояма). Последний продолжается за пределы островного склона, осложняя тем самым рельеф дна котловины Ямато. В верхней части он представляет собой сильно разветвленную сеть каньонов [21].

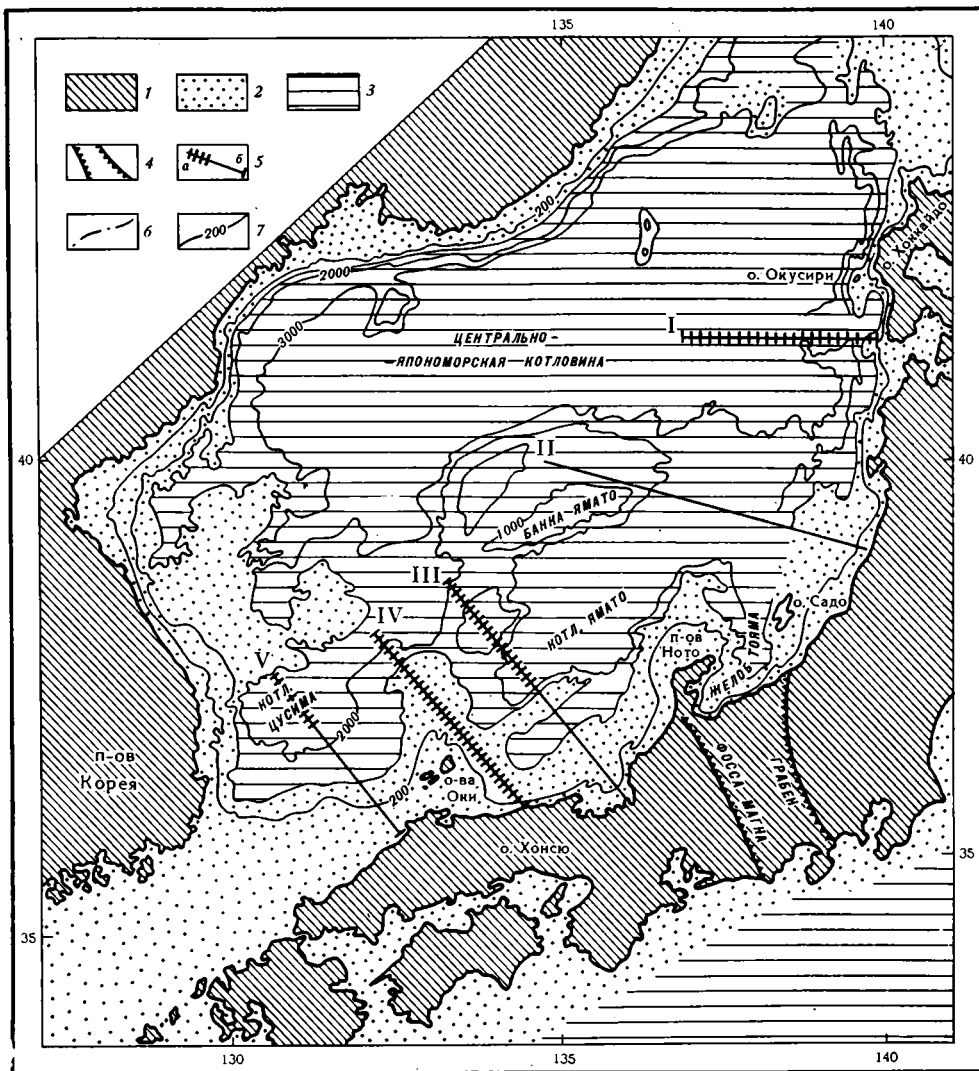


Рис. 1. Батиметрическая карта Японского моря [18]

1 — области суши; 2 — области шельфа и склона Японского моря; 3 — глубоководные котловины глубже 1000 м; 4 — грабен Фосса-Магна; 5 — положение линий сечений, а — описанных в тексте и б — показанных на рис. 4—6; 6 — положение подводного канала Тояма; 7 — изобаты, м

Япономорское побережье о. Хонсю сложено разнообразными по составу и возрасту комплексами пород. На юго-западе преобладают выходы палеозойских и мезозойских пород, а на северо-востоке преимущественно распространены кайнозойские отложения [3, 14, 19].

Севернее грабена Фосса-Магна в нижней части разреза побережья о. Хонсю залегают верхнепалеозойские, мезозойские осадочные и вулканогенно-осадочные отложения формаций Того, Иваидзуми и Титибу. Их суммарная мощность более 20 км. Они смяты в складки и вмещают меловые и палеогеновые гранитоиды. Выше лежат олигоцен(?) - нижнемиоценовые вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы — формация «зеленых туфов». В основном это вулканиты кислого и среднего состава с подчиненным количеством осадочного грубообломочного материала. Эти образования перекрыты морскими, прибрежно-морскими и континентальными осадочными породами среднего — верхнего миоцена, плиоцена и квартера, среди которых на разных возрастных уровнях появляются вулканиты основного и среднего состава. По данным бурения, суммарная мощность среднемиоцен-четвертичных отложений превышает 4 км.

В южной половине прибрежной полосы о. Хонсю часть описываемого разреза слагают метаморфические породы нижнепалеозойских формаций Хида и Сангун. Выше залегают вулканогенно-осадочные отложения верхнего палеозоя и мезозоя. Общая мощность этих пород достигает 15 км. Эти отложения смяты в складки, среди которых распространены гранитоиды мела и палеогена.

Кайнозойские вулканогенно-осадочные породы, распространенные в этой части побережья локально, несогласно залегают на подстилающих образованиях [3, 19]. В районе Саньин кайнозойский разрез начинается 300-метровая толща аркозовых песчаников и конгломератов (нижнемиоценовая формация Нирэхара). Местами они перекрываются вулканогенными породами основного состава мощностью до 1 км, коррелируемыми с нижнемиоценовой формацией Нисиога Северо-Восточной Японии.

Выше залегают кислые вулканиты формации Дайсима нижнего — среднего миоцена, которые на отдельных участках замещаются осадочными породами — морскими, мелководными и континентальными. Вверх по разрезу они сменяются мелководными, морскими отложениями среднего миоцена (формация Нисикурсава). Они представлены конгломератами, песчаниками и алевrolитами, переслаивающимися с тонкими горизонтами туфов. Мощность этой части разреза не превышает 450 м.

Венчают разрез района Саньин морские и континентальные отложения верхнего миоцена, плиоцена и квартера, в которых среди осадочных пород распространены кислые и средние вулканиты. Общая мощность толщ неоген-четвертичного возраста достигает 3,5 км.

В пределах о. Хонсю среднемиоцен-четвертичные осадочные и вулканогенно-осадочные породы выполняют небольшие, изометричные, слегка вытянутые в меридиональном направлении впадины, раскрывающиеся и прослеживающиеся в строении дна Японского моря. Слои в центральных частях впадин залегают практически горизонтально, в основании разреза они полого изогнуты. Наличие разрывов и вулканитов нарушает горизонтальное положение осадочных слоев.

Осадочные породы среднего и верхнего миоцена, плиоцена и квартера представляют чехол. Последний подстилается образованиями, которые по сейсмическим материалам относятся к акустическому фундаменту. В его состав входят смятые в складки толщи палеозоя и мезозоя, а также вулканиты олигоцена (?) — нижнего миоцена. Участками акустическим фундаментом служат вулканогенные породы плиоцена и квартера.

По данным сейсмического профилирования [10—13, 18, 21], в прилегающих к о. Хонсю частях Японского моря выделяются акустический фундамент и осадочный чехол. Исследования с помощью радиобуев позволили выяснить их скоростные параметры. Для пород акустического фундамента дна котловины Ямато характерны скорости прохождения продольных волн от 3,5 до 4,2 км/с [18]. В осадочном чехле этой котловины интервальные скорости сейсмических волн изменяются от 1,64—1,73 км/с в верхах разреза до 2,42—2,95 км/с в нижних его горизонтах. Акустический фундамент дна Цусимской котловины, расположенный на глубинах 4 км и более, по данным В. Ю. Людвиг и др. [18] имеет скорости продольных волн 4,5—4,8, а иногда 6,2 км/с. Исследования японских ученых [12] методом преломленных волн показали, что отложения Цусимской котловины со скоростью 1,7 км/с распространяются на глубину более 1,7 км. Глубже этот метод информации не дал.

Породы акустического фундамента обнажаются на поверхности дна моря на склонах подводных возвышенностей и в надводных частях островов. Драгированием и геологической съемкой установлено, что в пределах группы возвышенностей Прикорейского района и о. Уллындон сложен щелочными основными вулканогенными породами миоцена, плиоцена и квартера. В состав фундамента входят и метаморфические сланцы, и граниты палеозоя [6]. На возвышенности Ямато акустический фундамент представлен метаморфизованными диабазовыми пор-

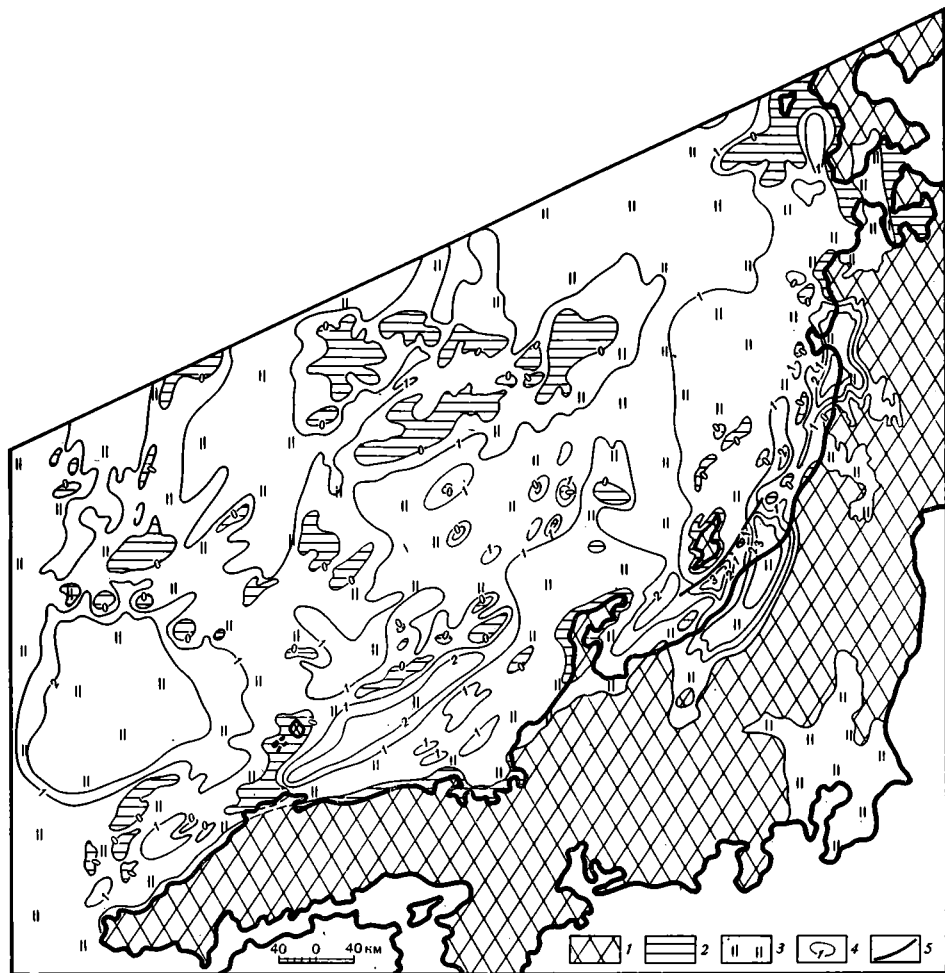


Рис. 2. Карта мощностей осадочного чехла южной и восточной частей Японского моря
 1—2 — выходы пород акустического фундамента: 1 — на суше, 2 — на дне моря; 3 — область распространения осадочного чехла; 4 — изопахиты осадочного чехла, км; 5 — разрывные нарушения

фиритами, диабазами и габбро-диабазами, рассланцованными андезитовыми порфиритами, вмещающими гранитоиды, сходными с палеозойскими образованиями зон Хида и Сангун о. Хонсю. К акустическому фундаменту здесь также относятся средние и кислые эффузивы и лейкократовые биотитовые и пироксеновые граниты, гранит-порфиры и плагиогнейсы, вероятно, верхнего мела, базальты, андезито-базальты, андезиты палеогена, а возможно, и нижнего миоцена.

Породы акустического фундамента, выходящего на склонах возвышенности банки и подводного хребта Оки, представлены метаморфическими породами, сопоставимыми с гнейсами палеозойских формаций Хида и Сангун, эффузивами среднего и кислого состава, олигоцен-нижнемиоценовой формации «зеленых туфов», а также четвертичными оливковыми базальтами. Не исключена возможность того, что в состав акустического фундамента входят вулканогенные образования мезозоя. Подобным составом пород акустического фундамента характеризуются и подводные хребты Вакаса и Садо. Таким образом, акустический фундамент прилегающих к острову Хонсю частей Японского моря представляет собой сложно построенное разновозрастное и гетерогенное образование, досреднемиоценовые породы его смяты в складки и разбиты многочисленными разломами.

Осадочный чехол покрывает практически всю исследуемую площадь (рис. 2). По данным японских геологов, в разрезе чехла выделя-

ются четыре толщи от среднего миоцена до квартера. Верхняя непрозрачная толща (сейсмические горизонты А и В) отвечает верхнему плиоцену — квартеру, верхняя прозрачная толща (сейсмический горизонт С) — верхнему миоцену — низам плиоцена, нижняя непрозрачная толща (сейсмический горизонт Д) — среднему и верхнему миоцену, а нижняя прозрачная толща (сейсмический горизонт Е) — среднему миоцену [11, 12]. На временных сейсмических разрезах нижние толщи — горизонты С, Д и Е (средний миоцен — нижний плиоцен) можно объединить в один комплекс (нижний), на который с несогласием ложатся отложения верхнеплиоцен-четвертичного комплекса (верхний), объединяющего сейсмические горизонты А и В. Бурением и драгированием установлено, что осадочный чехол сложен неконсолированными диатомовыми илами, глинами, алевритами, слабоконсолированными диатомитами [6, 16].

Условия залегания поверхности акустического фундамента, слоев осадочного чехла и изменение их мощности приводятся по пяти широтным региональным сечениям сейсмических профилей (с севера на юг). По профилю I (см. рис. 1), пройденному к юго-западу от о. Хоккайдо, южнее широты о. Окусири, поверхность акустического фундамента неровная сложно расчлененная. В западной части профиля она прослеживается на глубине 4,5—5 км, полого поднимаясь в восточном направлении в сторону плато Осима. У его подножия поверхность акустического фундамента испытывает резкое воздымание под углами до 8—10°, и в пределах плоской вершины плато она достигает отметок 1,5—2,0 км, а на хребте Окусири — восточном обрамлении плато — 700 м. Восточнее поверхность акустического фундамента погружается под углом 5—8° до отметок глубже — 2,5 км, а затем в сторону о. Хоккайдо она вновь воздымается. Участками породы акустического фундамента выходят на поверхность дна моря.

Слой осадочного чехла в западной части профиля, в пределах Центрально-Япономорской котловины, залегают горизонтально, притыкаясь к выступу поверхности акустического фундамента у подножия плато Осима. Верхние горизонты чехла испытывают здесь пологое воздымание под углами 3—5° и прислоняются к поверхности акустического фундамента. На вершине плато осадочный чехол заполняет локальные отрицательные структуры фундамента, утоняясь к их бортам. Восточнее, в котловине Окусири, слои осадочного чехла залегают горизонтально, приобретая слабый наклон (до 1—2°) к бортам котловины и прислоняясь здесь к поверхности акустического фундамента. В западной части котловины, где эта поверхность деформирована, наблюдается нарушение горизонтального залегания слоев чехла. Мощность чехла в Центрально-Япономорской котловине (западная часть профиля) превышает 2 км. На западном склоне и вершине плато Осима ее величина изменяется от 0 до 500—700 м, а в котловине Окусири (восточная часть профиля) превышает 1 км.

По сечению профиля II (рис. 3), проходящего между островами Садо и Тоби и ориентированного с запада-северо-запада на восток-юго-восток, поверхность акустического фундамента наиболее четко прослеживается в центральной его части, в пределах котловины Ямато, где она опущена до отметок — 4 км и волнисто изогнута, а в западной половине — 3,5 км. К бортам котловины поверхность акустического фундамента полого (менее 1°) воздымается. Западная часть профиля пересекает подводную возвышенность Ямато, где выделяются банки Такуйо и Кита Ямато. В их пределах поверхность акустического фундамента поднимается до — 500 м, а в разделяющем их желобе Кита-Ямато располагается на — 2,5 км. Поверхность фундамента здесь имеет волнистые изгибы с амплитудой до 1,5—2 км. На восточном борту котловины Ямато наблюдается воздымание (до 3—5°) поверхности акустического фундамента в сторону хребта Садо, состоящего из ряда параллельных цепей подводных возвышенностей. В пределах последних эта поверхность залегает на отметках — 500—200 м, а между ними опуска-

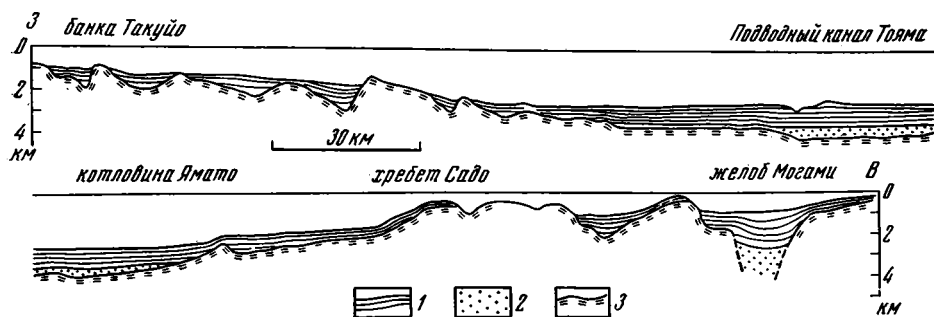


Рис. 3. Геолого-геофизический разрез по линии II [13], показывающий строение акустического фундамента и осадочного чехла во впадине котловины Ямато и на поднятиях подводных хребтов Ямато (левая часть профиля) и островного склона Хонсю (правая). Положение разрезов см. на рис. 1
 1 — отражающие горизонты в осадочном чехле; 2 — нижний прозрачный комплекс чехла; 3 — акустический фундамент

ется до -2 км. Восточнее, в желобе Могами, поверхность акустического фундамента по разломам резко погружается до отметок ниже -2 км. Углы наклона на бортах котловины желоба изменяются от $10-15^\circ$ в верхних до $30-40^\circ$ в нижних частях. В крайней восточной части сечения профиля на шельфе о. Хонсю поверхность акустического фундамента опущена местами до $-3,5$ км, в то время как на остальной территории она залегает на отметках от $-0,5$ до $1,5$ км.

Осадочный чехол с несогласием залегает на породах акустического фундамента. В котловине Ямато слои чехла лежат горизонтально и на ее бортах, слабо изгибаясь, воздымаются в пределы поднятий хребтов и банок. Углы наклона увеличиваются от $1-2^\circ$ у основания склона до $3-5^\circ$ в верхних его частях. На склонах прослеживаются только самые верхние горизонты чехла, на востоке они, утоняясь, выклиниваются, а на западе все нижние слои осадочного чехла прислоняются к поверхности акустического фундамента. Мощность чехла в центральных частях котловины Ямато достигает $1,5-2$ км. К бортам она сокращается до 500 м, а на востоке полностью выклинивается. На западе уменьшение мощности происходит за счет прислонения нижних слоев чехла к поверхности фундамента. В верхней части разреза чехла наблюдается небольшое угловое несогласие между маломощным ($300-500$ м) верхним комплексом и подстилающими образованиями (см. рис. 3). В западной половине разреза осадочный чехол выравнивает рельеф поверхности акустического фундамента, заполняя локальные впадины. Толщи чехла образуют пологие синклинали с наклоном слоев к их центру под углами менее 1° , а также с общим наклоном, согласным поверхности дна моря к востоку, в сторону котловины Ямато. Максимальные мощности в центре этих синклиналей редко превышают 1 км, к бортам они сокращаются до первых десятков метров или полного выклинивания. Примерно такой же характер залегания слоев осадочного чехла отмечается и в восточной части профиля на подводном хребте Садо. Они выполняют здесь пониженные участки рельефа поверхности фундамента, нивелируя его. На склонах наблюдается уменьшение мощности чехла. В локальных мульдах она достигает 1 км, а на склонах измеряется сотнями и десятками метров. Восточнее хребта Садо, в желобе Могами, происходит резкое увеличение мощности осадочного чехла до 2 км. В нем слои залегают практически горизонтально, притыкаясь к поверхности фундамента западного борта желоба и флексурно изгибаясь на восточном его борту. Верхние горизонты чехла прослеживаются вверх по склону в сторону шельфа о. Хонсю, сокращаясь при этом в мощности. Нижние горизонты притыкаются к поверхности акустического фундамента. В пределах шельфа локальные впадины поверхности акустического фундамента заполняются отложениями чехла мощностью более

3 км [10, с. 10—22] (см. рис. 2). Над выступами фундамента она сокращается до 100 м и менее.

Третье профильное сечение, ориентированное с северо-запада на юго-восток, приурочено к центральной части исследуемой акватории (см. рис. 1). Оно проходит через северо-восточную часть залива Вакаса, пересекает подводный хребет Оки, котловину Ямато и заканчивается на подводной банке Кита-Оки. По этому профилю, подобно охарактеризованным выше сечениям, поверхность акустического фундамента изогнута. На западе в районе подводной банки Кита-Оки она поднята до отметок —500 м и выше, а на отдельных участках погружается до —1,5 км. При движении на юго-восток поверхность акустического фундамента погружается в сторону котловины Ямато под углом 5—8°, затем выполаживаясь до 2—3°, максимально опускается до —4,5—5,0 км. Восточнее вновь отмечается ее воздымание под углами 10—12° до отметок —500 м. Местами в районе хребта Оки поверхность акустического фундамента погружена до —1,5 км. Юго-восточнее в желобе Оки наблюдается резкий ее наклон (до 20°) и опускание до отметок —4,0—4,5 км. В центральной части желоба поверхность акустического фундамента прослеживается с большей долей условности. На восточном его борту она, вероятно, резко по разлому поднимается. И далее, волнисто изгибаясь, постепенно воздымается в сторону шельфа о. Хонсю, где местами породы акустического фундамента выходят на поверхность дна моря, а также обнажаются в пределах острова.

Осадочный чехол в западной части профиля на подводной банке Кита-Оки распространен только в понижениях рельефа фундамента. Мощности чехла сокращаются от 500 м в центре этих понижений до полного исчезновения на их периферии за счет прислонения слоев чехла к поверхности акустического фундамента. На ее восточном склоне чехол отсутствует и появляется только у его основания, образуя пологий западный борт впадины Ямато. Нижние горизонты чехла мощностью до 500 м волнисто изогнуты и повторяют неровности поверхности фундамента. Верхние его слои залегают практически горизонтально, имея слабый наклон (около 1°) к центру котловины. В рельефе дна моря здесь вырисовывается своеобразная терраса, которой отвечает ступень поверхности акустического фундамента. У восточного края террасы мощность чехла сокращается от 1 км до 500 м. Слои верхней части разреза, флексурно изгибаясь, прослеживаются восточнее в котловине Ямато, где они залегают горизонтально. Нижние горизонты мощностью до 1 км на периферии котловины прислоняются к поверхности акустического фундамента. К востоку в сторону подводного хребта Оки все слои чехла притыкаются к поверхности акустического фундамента и вверх на его склон не поднимаются. На вершине хребта Оки образования осадочного чехла выполняют небольшую мульду, где его мощность достигает 1 км. Слои чехла залегают горизонтально, притыкаясь к поверхности фундамента крутых бортов мульды.

Восточная половина сечения пересекает подводный склон о. Хонсю, осложненный хребтом Вакаса и желобом Оки. Нижний комплекс осадочного чехла волнисто изогнут согласно поверхности акустического фундамента. Его слои конседиментационно утоняются в сторону выступов фундамента, причем углы наклона слоев вниз по разрезу увеличиваются (от 1—2 до 5—7°) (рис. 4). Мощность этого комплекса в синклиналях достигает 1—1,2 км, а на антиклиналях сокращается до 300 м. Верхний комплекс залегают с несогласием на подстилающем, а в юго-восточной части профиля — на породах фундамента. Слои комплекса лежат горизонтально с небольшим наклоном на северо-запад в сторону котловины Ямато согласно поверхности дна моря. Мощность верхнего комплекса на внешнем шельфе и прилегающей части склона достигает 500 м. К северо-западу и юго-востоку она сокращается до первых десятков метров, это происходит за счет постепенного утонения слоев, а также частичного их срезания поверхностью дна моря. Переход к желобу Оки резкий. Дно моря, наклоненное в его сторону под углом 30—

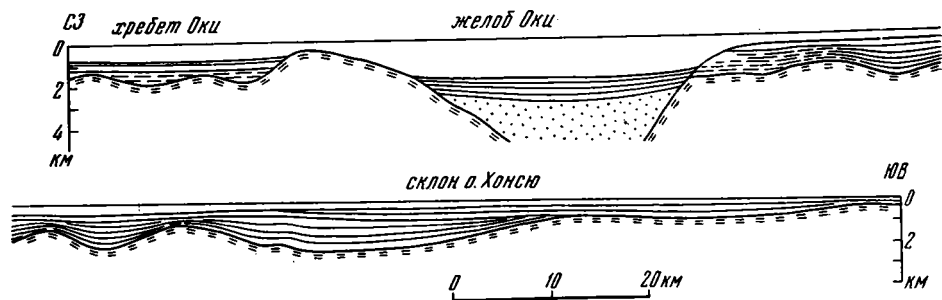


Рис. 4. Фрагмент геолого-геофизического разреза по линии III [13], показывающий строение осадочного чехла в желобе Оки и на островном склоне Хонсю (правая половина разреза). Нижние слои образуют конседиментационные складки. Верхние с несогласием перекрывают подстилающие образования. Усл. обозн. см. рис. 3

35°, срезает и обнажает слои верхнего и верхние горизонты нижнего комплексов. В желобе Оки слои чехла мощностью до 2 км залегают горизонтально, воздымаясь к бортам под углом, измеряемым минутами, и притыкаются здесь к поверхности акустического фундамента.

Четвертое профильное сечение проходит к юго-западу от предыдущего и параллельно ему (см. рис. 1). Оно расположено севернее мыса Амарубе (юго-запад Хонсю) и северо-восточнее островов Оки, пересекая подводную банку Оки, заканчивается в южной части Центрально-Япономорской котловины. В его северо-западной половине наблюдаются два выступа поверхности акустического фундамента амплитудой 500 м (северо-западный) и 2,5 км (юго-восточный). Последний является одним из погребенных отрогов подводной банки Оки. Поверхность акустического фундамента здесь погружена до отметок глубже —3,5—4 км. Юго-восточнее к банке Оки она воздымается под углом 15° и породы фундамента обнажаются на дне моря в интервале глубин от 2 км до 750 м. В пределах подводной банки Оки поверхность акустического фундамента, волнисто изгибаясь, располагается на отметках —700—800 м, иногда опускаясь до —1 км. Юго-восточнее она погружается под углами 3—5° до глубины 2,5 км в пределы юго-западного окончания котловины Ямато. Здесь отмечается ее выступ, амплитуда которого достигает 1 км. За ним поверхность акустического фундамента погружается до отметок —2 км, а затем поднимается до отметок —1—1,5 км, образуя пологий вал, приуроченный юго-западному продолжению подводного хребта Оки. Далее на юго-восток поверхность акустического фундамента резко опускается под углами 25—30°, достигая отметок глубже —2,5 км в пределах желоба Оки. В центральной части этой структуры акустический фундамент методом непрерывного сейсмического профилирования не фиксируется. К юго-востоку поверхность фундамента ступенчато поднимается в сторону шельфа о. Хонсю, где она располагается на отметках —200 м. Ширина ступеней 10—15 км. Участками породы акустического фундамента выходят на поверхности дна моря.

Осадочный чехол почти повсеместно перекрывает акустический фундамент, исключая участок склона банки Оки, где породы последнего обнажаются на дне моря. В Центрально-Япономорской котловине слои чехла залегают горизонтально, прислоняясь к поверхности акустического фундамента у подножия банки Оки. На склоне последней чехол не прослеживается и вновь появляется на ее вершине, где также залегают горизонтально, флексурно изгибаясь по периферии банки. Мощность чехла в Центрально-Япономорской котловине превышает 1,5 км, а на банке Оки уменьшается до 700 м. Юго-восточнее, на южном окончании котловины Ямато, нижние слои чехла мощностью до 1 км волнисто изогнуты и прислонены к поверхности акустического фундамента на борту котловины и на выступах фундамента в центральной ее части. Верхние горизонты чехла полого погружаются к центру котловины

Ямато под углами менее 1° . В юго-восточной части этой котловины среди этих горизонтов наблюдаются эрозионные врезы амплитудой до 300 м. Мощность осадочного чехла в котловине Ямато изменяется от центра к ее бортам от 1,5 км до 500 м. На юго-восток слои чехла флексурно изгибаются (под углами $5-7^\circ$) в сторону хребта Оки, практически не меняя своей мощности. Отложения чехла залегают здесь горизонтально и имеют мощность около 1 км.

Юго-восточная часть сечения пересекает желоб Оки в его верховьях. На склонах последнего горизонты чехла испытывают наклон (до $7-8^\circ$), а в центральных его частях залегают горизонтально. Нижние слои чехла притыкаются к поверхности акустического фундамента на бортах желоба. Верхние слои воздымаются в юго-восточном направлении под углами $3-5^\circ$ и прослеживаются на внешнем шельфе о. Хонсю. Мощность притыкающихся слоев у северо-западного борта желоба Оки превышает 1 км, а общая мощность чехла в нем более 2 км. В сторону шельфа мощность чехла сокращается до 500 м и менее.

Самое южное пятое профильное сечение, ориентированное с северо-запада на юго-восток, находится на крайнем юго-западе Японского моря (см. рис. 1). Оно начинается севернее мыса Осакигахана (район Санъин юго-западного Хонсю), пересекает Цусимскую котловину и заканчивается западнее о. Уллындо на Южно-Корейской подводной возвышенности. В пределах последней поверхность акустического фундамента располагается на глубине 1 км, и слагающие его породы участками обнажаются на дне моря. Локально вырисовываются мулды, где акустический фундамент опущен на глубину 2,5 км. Юго-восточнее в сторону Цусимской котловины поверхность акустического фундамента погружается под углами $10-12^\circ$. В центральных ее частях акустический фундамент на сейсмических разрезах не выделен. Только на юго-востоке в пределах шельфа и склона о. Хонсю по детальным работам японских геологов и геофизиков [10, с. 46—55] он залегают на отметках $-500-1000$ м. Местами породы фундамента выходят на поверхность дна моря.

Осадочный чехол по данному сечению распространен практически повсеместно. На Южно-Корейской возвышенности его слои залегают горизонтально, выполняя пространство между выступами поверхности фундамента, и прислоняются к последней. Его мощность колеблется от 300—500 до 800—1000 м. В пределах Цусимской котловины слои чехла также залегают горизонтально, притыкаясь на северо-западе к поверхности акустического фундамента. На юго-восток они полого поднимаются в сторону о. Хонсю. Углы наклона слоев измеряются минутами. При переходе на островной склон их наклон увеличивается (до $2-4^\circ$), и они залегают согласно поверхности дна моря. На шельфе наклон слоев чехла выполаживается. Мощность осадочного чехла Цусимской котловины превышает 2,5 км, а на островном склоне она, вероятно, сокращается в результате прислонения нижних его горизонтов к поверхности акустического фундамента. Верхние части разреза чехла мощностью 1 км прослеживаются вверх по склону, а на внешнем шельфе наблюдается незначительное увеличение их мощности до 1,5 км. На юго-восток мощность чехла вновь сокращается за счет выклинивания практически всех его горизонтов, а также частичного поверхностного среза.

Анализ сейсмических материалов позволяет наметить в исследуемой части Японского моря ряд крупных тектонических элементов: впадины Цусима, Ямато (Хонсю) и Центрально-Япономорская (см. рис. 1). Последняя представлена здесь только своими крайними южной и восточной частями. Акустический фундамент в этих впадинах погружен до отметок $-4-5$ км (см. рис. 3). Изометричная впадина Цусима диаметром в 130 км на севере узким проливом раскрывается в Центрально-Япономорскую впадину. В центральных частях впадины поверхность акустического фундамента непрерывным сейсмическим профилированием не прослежена. Она появляется на ее периферии, где наклон этой поверхности достигает $10-12^\circ$. Мощность осадочного чехла у подножия

островного склона о. Хонсю превышает 2,5 км. Верхняя часть осадочно-го чехла залегает здесь в виде линзы, мощность которой сокращается к центру впадины, а ее максимальные значения приурочены к основанию островного склона. Это сокращение вызвано постепенным выклиниванием практически всех составляющих линзу горизонтов. Подстилающие отложения залегают горизонтально. У бортов впадины они испытывают пологий подъем и последовательно снизу вверх прислоняются к поверхности фундамента.

Центральную часть анализируемой площади занимает овальная впадина Ямато. Она вытянута в северо-восточном направлении, ее ширина 140 км, а протяженность более 400 км. С севера и запада она ограничена поднятиями подводного хребта Ямато, банок Оки и Кита-Оки, которые отделяют ее от Центрально-Япономорской и Цусимской впадин. Южным и восточным обрамлением впадины Ямато служит сложно построенная флексурно разрывная зона склонов о. Хонсю. На северо-востоке она открывается в Центрально-Япономорскую впадину. Акустический фундамент в пределах впадины Ямато опущен до -4 км. Его поверхность относительно ровная, в центральной части осложнена изометричными поднятиями амплитудой 500—1000 м, а у северо-западного борта — структурной террасой. Северо-западный борт впадины Ямато более пологий, углы наклона поверхности акустического фундамента здесь не превышают $5-7^{\circ}$. На юго-восточном борту ее погружение достигает 30° . В северо-восточном направлении крутизна этого борта уменьшается до 8° и асимметрия впадины исчезает. Наблюдается также пологий подъем (менее 1°) поверхности акустического фундамента в юго-западном и северо-восточном направлении, увеличиваясь на юго-западе в сторону поднятия Оки. Осадочный чехол в центральных частях впадины Ямато залегает горизонтально. На периферии слои чехла наклонены к центру впадины. Нижние горизонты чехла на бортах впадины притыкаются к поверхности акустического фундамента. Также ведут себя и верхние горизонты чехла на северо-западном борту впадины. На юго-восточном ее борту верхние слои мощностью 500 м поднимаются в сторону поднятия, прослеживаясь на его склоне. Восточный борт впадины Ямато осложнен узкими линейными прогибами желобов Тояма и Оки (см. рис. 2) шириной в среднем 30—40 км, а протяженностью более 300 км. Акустический фундамент в осевой их зоне опущен до отметок 4—4,5 км, полого поднимаясь в южном направлении. Борты прогибов крутые, наклон поверхности фундамента местами превышает 30° . В основном это симметричные структуры, и лишь в юго-западной части прогиба Оки юго-восточный его борт имеет ступенчатый характер и меньшую крутизну по сравнению с северо-западным бортом, что придает прогибу асимметричное строение. Осадочный чехол, заполняющий прогибы желобов, залегает практически горизонтально, его слои прислоняются к поверхности акустического фундамента. В верховьях желоба Оки прогиб выражен только по поверхности акустического фундамента и по нижним горизонтам чехла, которые притыкаются к ней на его бортах. Верхние слои, перекрывая несогласно подстилающие образования, уходят за пределы прогиба, и бортовые ограничения последнего по ним отсутствуют.

Прогиб желоба Тояма имеет подобное строение осадочного чехла и хорошо выражен в рельефе дна моря. Слои залегают горизонтально, прислоняясь к фундаменту на бортах. В осевой части прогиба Тояма верхние горизонты чехла прорезаются одноименным подводным каналом. В верховьях он сильно разветвляется. Здесь залегание верхних слоев чехла нарушено флексурными изгибами и разрывами небольшой амплитуды [21].

Впадины Ямато, Цусима и Центрально-Япономорская отделяются друг от друга поднятиями поверхности акустического фундамента, которые морфологически выражены подводными хребтами и возвышенностями. Наиболее крупное из них поднятие подводного хребта Ямато располагается к северу от одноименной впадины и состоит из трех вы-

ступов. В его пределах акустический фундамент поднимается до отметок —500 м и выше. Рельеф поверхности акустического фундамента расчлененный; амплитуда свыше 1,5 км. В центральной части поднятия Ямато расположена мульда, в пределах которой акустический фундамент залегает на глубине 2 км и ниже. Мульда раскрывается в сторону Центрально-Япономорской впадины. Осадочный чехол развит на поднятии спорадически, в локальных углублениях фундамента, изометричной формы (см. рис. 2). Мощность его редко превышает 1 км. Слои чехла залегают горизонтально, прислоняясь на бортах углублений к поверхности фундамента. Они сглаживают изгибы поверхности акустического фундамента, иногда захороняя небольшие его выступы.

С юга и востока впадины Ямато и Цусима ограничены сложно построенной моноклиной [7] склона и шельфа о. Хонсю, неправильных очертаний и осложненной поднятиями, кулисообразно подставляющими друг друга. Среди последних расположены небольшие мульды. Поверхность акустического фундамента в пределах поднятий располагается на отметках —500 м и выше, а в мульдах погружается до 3,5 км. Ширина моноклины превышает 80 км, а протяженность —800 км. Она неширокой зоной поднятий подводных банок Оки и Кита-Оки соединяется с поднятием хр. Ямато. Осадочный чехол распространен практически повсеместно, исключая участки, где породы фундамента обнажаются на поверхности дна моря (см. рис. 3, 4). Мощность его на большей части моноклины не превышает 0,5—1 км, а в мульдах увеличивается до 3,5 км. Верхние слои чехла залегают горизонтально, но при переходе от шельфа к островному склону флексурно изгибаются и приобретают наклон согласно поверхности дна моря. На внешнем шельфе зал. Вакаса они заполняют широкую и пологую изометричную мульду мощностью до 700 м. Нижние горизонты волнисто изогнуты (см. рис. 4), конседиментационно утоняясь к поднятиям и образуя систему вытянутых валообразных складок шириной 15—20 км, а протяженностью более 80 км. Структурные формы осадочного чехла здесь четко наследуют дислокации поверхности акустического фундамента. Подобный характер строения осадочного чехла наблюдается и на других участках шельфа о. Хонсю.

К югу от п-ова Ога располагаются вытянутые линейные мульды грабенообразной формы с крутонаклоненными бортами до 30°. Акустический фундамент в этих мульдах опущен до отметок —3 км и более. Поверхность его неровная с многочисленными выступами, некоторые из которых обусловлены разломами. Осадочные слои чехла в мульдах залегают практически горизонтально, у бортов они испытывают флексурный изгиб и поднимаются в сторону склона, прислоняясь к поверхности акустического фундамента. В нижних частях чехла наблюдаются мелкие складки, отвечающие неровностям фундамента. Встречаются конседиментационные складки. Почти все распространенные здесь мульды полностью компенсированы осадками, исключение составляет асимметричная, вытянутая в меридиональном направлении мульда желоба Могами, которая выражена в рельефе дна моря мелким углублением амплитудой до 500 м. Слои чехла на западном ее борту притыкаются к крутой поверхности акустического фундамента. На восточном крыле слои флексурно изгибаются (до 5° нижние горизонты и 2° верхние), поднимаясь в сторону шельфа о. Хонсю. Наклон самых верхних слоев чехла мощностью до 100 м согласен наклону поверхности дна моря. Мощность чехла в мульде Могами достигает 2 км, а на восточном ее борту сокращается до 500 м.

Отдельные отрицательные структуры прибрежной полосы о. Хонсю продолжают на шельфе и склоне острова, образуя единые прогибы. Восточнее о. Садо в строении поверхности акустического фундамента отмечены разрывные нарушения. Наиболее крупное из них вытянуто в меридиональном направлении и образует крутой уступ фундамента, который ограничивает с запада изометричную мульду и линейный прогиб (см. рис. 2). Высота уступа достигает 1 км. Слои осадочного чехла притыкаются к нему, а самые верхние его облекают и захороняют.

В юго-западной части моноклинали островного склона и шельфа, на борту впадины Цусима, поверхность акустического фундамента воздымается под углом 5—7°, выполаживаясь в верхних ее частях. На площади шельфа она располагается на отметках —500 м. В мульдах эта поверхность опускается до отметок —1,5 км. Осадочный чехол здесь мало мощным плащом перекрывает породы акустического фундамента. Его мощность редко превышает 1 км, и лишь в мульдах она увеличивается до 1,5 км. Слои чехла на шельфе залегают практически горизонтально, а на склоне они флексурно изгибаются, увеличиваясь по падению в мощности. Их наклон совпадает с погружением дна моря. В мульдах слои полого наклонены к центру под углами менее 1°, конседиментационно утоняясь к бортам.

В целом моноклираль области шельфа и островного склона — это обширная сложноступенчатая флексурная зона. Бровки ступеней совпадают с поднятиями подводных хребтов, которые в виде структурных носов погружаются под осадочный чехол впадины Ямато. Эта зона нарушена продольными разломами различной амплитуды, которые почти не выражены в структуре отложений осадочного чехла.

В современном рельефе дна моря котловины совпадают с впадинами поверхности акустического фундамента и осадочного чехла. Поднятиям поверхности акустического фундамента и осадочного чехла отвечают подводные банки и хребты. Восточными бортами впадин Ямато и Цусима является современный склон о. Хонсю.

Геологические материалы япономорского побережья о. Хонсю и структурный анализ строения дна прилегающих частей Японского моря позволяют наметить основные черты развития региона. В позднем палеозое на территории внутренней зоны Юго-Западной Японии существовал геосинклинальный режим, в процессе которого накопились мощные вулканогенные и осадочные толщи [3, 5, 19]. Подобно развивалась япономорская часть Северо-Восточной Японии, где формировались морские геосинклинальные отложения Южного Китаками. В мезозое территория япономорского побережья о. Хонсю вступила в орогенный этап развития, в течение которого формировались в основном мелководные морские и континентальные, а местами отложения открытого моря. В меловое и палеогеновое время происходило гранитообразование, а на отдельных участках — вулканическая деятельность. Накопившиеся отложения в юго-западной зоне Хонсю подверглись складчатым движениям Сакава (середина мезозоя), а в Северо-Восточной Японии — тектоническим движениям фазы Осима (начало мела).

Геологическое строение островов, расположенных в восточной части Японского моря, и материалы драгирования [3, 6] показывают, что эта часть дна моря, по-видимому, имела близкое развитие. В пределы Цусимской впадины, вероятно, продолжался мезозойский малассовый прогиб Нактон [6], выполненный осадочными и вулканогенно-осадочными отложениями верхнего мезозоя.

В палеогеновое время на о. Хонсю шло накопление континентальных, местами угленосных толщ и отмечались внедрения экструзий риолитов и интрузий гранитов, фиксирующие заключительную фазу позднемезозойской магматической активности [19]. В конце олигоцена и в раннемиоценовое время на япономорской стороне о. Хонсю и на дне прилегающей акватории в мелководно-морских и континентальных условиях началось образование мощных толщ вулканогенных (кислого и среднего состава) и грубообломочных вулканогенно-осадочных отложений [3, 19]. Их формирование шло на западной периферии островной дуги Тохоку [11]. В среднемиоценовое время быстрый импульс нисходящих вертикальных движений создал глубоководный Япономорской бассейн (рис. 5). Прислонение нижних горизонтов осадочного чехла мощностью до 1,5 км к поверхности акустического фундамента на бортах впадины доказывает эти движения. Максимальная их амплитуда 2—2,5 км. Резко дифференцированное опускание создало сильно расчлененный на выступы и впадины

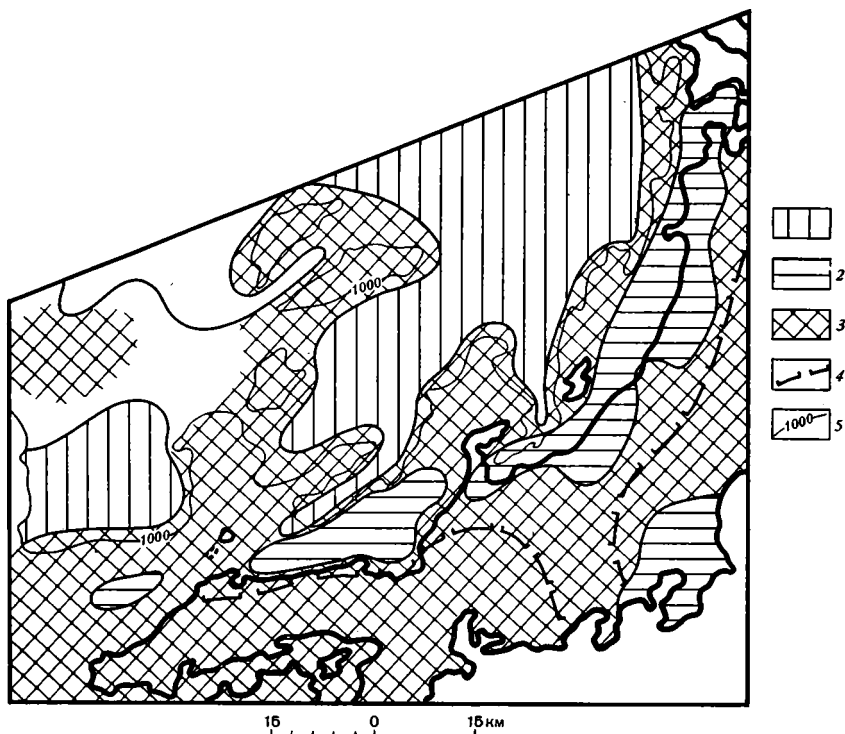


Рис. 5. Палеогеографическая схема южной и восточной частей Японского моря
 1 — среднемиоценовый глубоководный бассейн; 2 — среднемиоценовый эпиконтинентальный бассейн; 3 — области среднемиоценового размыва; 4 — юго-восточная граница распространения пород олигоцен (?) — нижнемиоценовой формации «зеленых туфов»; 5 — граница современного глубоководного бассейна по изобате 1000 м

ны тектонический рельеф. Пониженные участки со среднего миоцена заполнялись терригенными осадками с примесью вулканического материала. На приподнятых областях акватории в течение среднего — позднего миоцена, плиоцена, а местами и квартера периодически возобновлялась вулканическая деятельность, которая формировала лавутофвые постройки. Последние служили местным источником сноса обломочного материала. Современный склон, шельф, а также прибрежные области о. Хонсю со среднего миоцена до раннего плиоцена включительно интенсивно погружались, компенсируясь накоплением мощных толщ эпиконтинентальных осадков. Вероятно, в середине плиоцена темп прогибания замедлился, а местами оно полностью прекратилось. Это привело к появлению локального структурного несогласия, хорошо выраженного на ряде сейсмических профилей (см. рис. 4). В начале четвертичного времени, вероятно, в результате действия мутьевых потоков [21] возник подводный канал Тояма, прослеживающийся далеко в пределы котловины Ямато. Он прорезал верхние горизонты осадочного чехла.

Флексурный изгиб и разрыв самых верхних горизонтов осадочного чехла на островном склоне свидетельствуют о кратковременном тектоническом опускании в четвертичное, а скорее позднечетвертичное время. Оно углубило Япономорской глубоководный бассейн, присоединило к нему смежные районы бывшего палеошельфа и создало современный островной склон. Опускание имело дифференцированный и унаследованный характер — впадины погрузились на большую величину относительно поднятий. На восточном борту желоба Оки в результате этого опускания произошел разрыв слоев чехла, амплитуда смещения которого достигла 2 км. Четвертичное прогибание привело к современному залеганию на разных гипсометрических уровнях ранее единых конседиментационных структур. За счет четвертичного опускания канал Тояма занял

современное батиметрическое положение. Максимальная амплитуда прогиба во впадинах, судя по глубине современного бассейна и величине изгиба флексуры, 1,5—2 км. В четвертичное время соседние районы о. Хонсю были захвачены восходящими вертикальными движениями, создавшими современное горное сооружение [17]. Территория, которая стала шельфом и низменной островной равниной (относительно пассивная область), отделяет глубоководную котловину краевого моря от островного горного сооружения. Таким образом, в четвертичное время произошло окончательное оформление основных морфоструктур рассматриваемого региона.

Представленный материал доказывает существование двух типов вертикальных движений. Первый из них характеризовался большой длительностью. Нисходящие движения этого типа создали конседиментационные мульды и прогибы на площадях шельфа и побережья о. Хонсю. Второй тип тектонических движений был более кратковременным и интенсивным. Он привел к образованию в миоцене в четвертичное время глубоководного Япономорского бассейна [1, 2].

К близкой трактовке развития этой области пришел Е. Хонза с соавторами [11], анализируя неогеновую историю островной дуги Тохоку.

Литература

1. Антипов М. П., Ковылин В. М., Филатьев В. П. Осадочный чехол глубоководных котловин Татарского пролива и северной части Японского моря.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1979, т. 54, вып. 5, с. 30—39.
2. Антипов М. П., Маргулис Л. С., Филатьев В. П. Строение Южно-Татарской зоны поднятий.— Геотектоника, 1980, № 4, с. 107—118.
3. Геологическое развитие Японских островов М.: Мир, 1968. 719 с.
4. Гнибиденко Г. С. Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока. М.: Наука, 1979. 163 с.
5. Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса.— Тр. ГИН, 1965, вып. 134. 367 с.
6. Основные черты геологического строения дна Японского моря. М.: Наука, 1978. 264 с.
7. Худяков Г. И. К происхождению донного рельефа впадины Японского моря.— В кн.: Вопросы геологии и геофизики окраинных морей северо-западной части Тихого океана. Владивосток, 1974, с. 17—25.
8. Шляхметов Р. Б. Распределение мощности осадочного чехла в Японском море.— В кн.: Геофизические исследования в Японском море. Владивосток, 1972, с. 43—48.
9. Asanuma T., Murauchi S. Seismic reflection studies of the sedimentary layers the sea bottom off Noto peninsula by means of seismic profiler.— Natur. Science Mus. Mem., 1970, v. 13, № 1, p. 77—82.
10. Circular Nihonkai, 1979, № 10. 238 p.
11. Honza E., Kagami H., Nasu N. Neogene geological history of the Tohoku island arc system.— J. Ocean. Soc. Japan, 1977, v. 33, № 6, p. 297—310.
12. Geological investigations in northern margin of Okinawa trough and western margin of Japan Sea.— Cruise report, № 10, Geol. Surv. Japan, 1978. 79 p.
13. Geological investigation of the Japan Sea.— Cruise report, № 13. Geol. Surv. Japan, 1979. 99 p.
14. Geological map of Japan. Sc. 1: 2 000 000. Geol. Surv. Japan, 1968.
15. Ichikura M., Ujue H. Lithology and planktonic foraminifera of the Sea of Japan piston cores.— Bull. Natur. Sci. Mus., sec. C (geol.), 1976, № 2(4), p. 151—178.
16. Initial reports of the DSDP. V. XXXI. Washington: D. C., U. S., Gout. Printing office. 1975. 927 p.
17. Kaizuka S. Morphotectonic division of the Japanese island arcs. Geographical reports of Tokyo Metropolitan University, № 11, 1976, p. 97—109.
18. Ludwig W. J., Murauchi S., Houtz R. E. Sediments and structure of Japan Sea.— Geol. Soc. America Bull., 1975, v. 86, p. 651—664.
19. Outline of the geology of Japan: Geological Survey of Japan, 1975. 66 p.
20. Preliminary report of Hakuro Maru. Cruise KH-69-2. Ocean Research Institute, University of Tokyo. 1971. 209 p.
21. Sacurai M. et al. Submarine geological structure and submarine canyons in the area north of Toyama Bay.— J. Geol. Soc. Japan., 1972. v. 78, № 9, p. 475—484.

Редакционная коллегия:

**В. В. БЕЛОУСОВ, Р. Г. ГАРЕЦКИЙ, Ю. А. КОСЫГИН, Л. И. КРАСНЫЙ,
П. Н. КРОПОТКИН, М. С. МАРКОВ (ответственный секретарь),
М. В. МУРАТОВ (главный редактор), А. В. ПЕЙВЕ, Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ
(зам. главного редактора), В. Е. ХАИН, Н. А. ШТРЕЙС, А. Л. ЯНШИН**

Адрес редакции

**109017, Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, Геологический институт АН СССР
Телефон 233-00-47, доб. 3-77**

Зав. редакцией *Б. Д. Гриль*

Технический редактор *Е. А. Проценко*

Сдано в набор 5.03.82	Подписано к печати 22.04.82	Т-07436	Формат бумаги 70×108 ^{1/16}
Высокая печать	Усл. печ. л. 9,8	Усл. кр.-отг. 17,5 тыс.	Уч.-изд. л. 11,0
	Тираж 1752 экз.	Зак. 4071	Бум. л. 3,5

Издательство «Наука». 103717, ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука». 121099, Москва, Шубинский пер., 10

В-115:

ПЕСОЧНЫЙ ПЕР 3-42

МАКАРИЧЕВУ Г И

70228

Цена 1 р. 40 к.

Индекс 70228

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКА»

готовятся к печати:

МЕЗОЗОЙСКАЯ ТЕКТНИКА И МАГМАТИЗМ ВОСТОЧНОЙ АЗИИ. 25 л. 4 р. 25 к.

Книга посвящена корреляции времени тектонических движений и магматизма на обширной территории востока Азии и зоны сочленения Тихоокеанского и Средиземноморского тектонических поясов. Описание дано по трем крупным пересечениям: Северному, Центральному и Южному. В результате исследования впервые выявлена относительная синхронность главных эпох и фаз тектонической и магматической активности и связанной с ней минералогией, широко проявленной в мезозое на востоке и юго-востоке Азии.

Издание предназначено для геологов, тектонистов, минералогов.

ОЧЕРКИ ТЕКТНИКИ КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ. 25 л. 3 р. 80 к.

Работа содержит систематическое описание геологии меланократового фундамента и всех главнейших тектонических зон, выявленных в пределах этой обширной горной страны. Доказывается, что основная структурная особенность нагорья — сложное покровное строение. Обосновывается вывод о происхождении этой структуры в результате многостадийного преобразования океанической земной коры в континентальную, причем процесс этот еще не закончился. Характеристика структурных зон и выводы о тектонической эволюции имеют важное значение для разработки вопросов практической геологии.

Рекомендуется геологам, геофизикам, геоморфологам.

Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов «Книга — почтой» «Академкнига»:

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, ул. Джапаридзе, 13; 320093 Днепропетровск, проспект Ю. Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277012 Кишинев, проспект Ленина, 148; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»