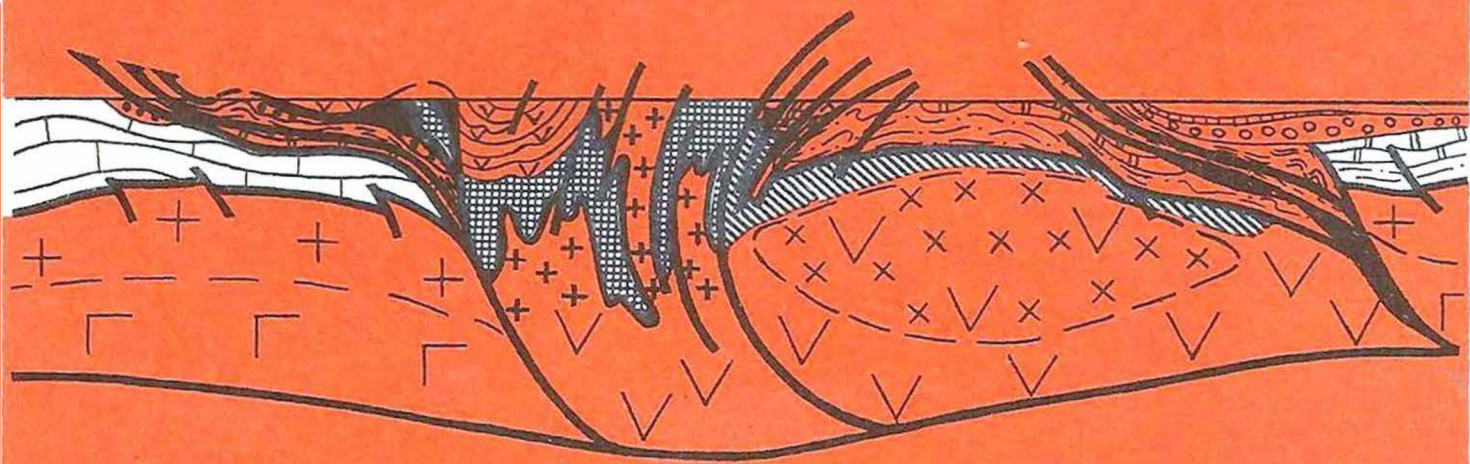


# ТЕКТОНИКА РЕСПУБЛИКИ КУБА



ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА  
К ТЕКТОНИЧЕСКОЙ  
КАРТЕ КУБЫ  
МАСШТАБА  
1:500 000



ACADEMY OF SCIENCES OF USSR  
ORDER OF THE RED BANNER GEOLOGICAL INSTITUTE  
ACADEMY OF SCIENCES OF CUBA  
INSTITUTE OF GEOLOGY AND PALEONTOLOGY

# TECTONICS OF THE REPUBLIC OF CUBA

EXPLANATORY NOTE  
TO THE TECTONIC  
MAP OF CUBA  
SCALE  
1:500 000

Editor-in-chief  
Academician Yu.M. PUSHCHAROVSKY



MOSCOW  
"NAUKA"  
1989

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ  
АКАДЕМИЯ НАУК КУБЫ  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ПАЛЕОНТОЛОГИИ

# ТЕКТНИКА РЕСПУБЛИКИ КУБА

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА  
К ТЕКТНИЧЕСКОЙ  
КАРТЕ КУБЫ  
МАСШТАБА  
1:500 000

Ответственный редактор  
академик Ю.М. ПУЩАРОВСКИЙ



МОСКВА  
"НАУКА"  
1989

Авторы: Ю.М. Пушчаровский, А.А. Моссаковский, Г.Е. Некрасов, С.Д. Соколов, М.А. Итурральде-Винент, Р. Кабрера, Х. Оро, Р. Флорес, Ф. Формель-Кортина

Тектоника Республики Куба: Объяснительная записка к Тектонической карте Кубы масштаба 1:500000 / Ю.М. Пушчаровский, А.А. Моссаковский, Г.Е. Некрасов и др. — М.: Наука, 1989. — 79 с. — ISBN 5-02-002012-5.

В работе рассмотрены принципы и методы составления новой Тектонической карты Кубы масштаба 1:500000. Особенностью карты является совмещение историко-геологических, формационных и геодинамических характеристик. Выделены важнейшие структурно-формационные зоны Кубы, показана их современная покровно-складчатая структура и даны геодинамическая и кинематическая интерпретации их формирования.

Ил. 20, библиогр.: 101 назв.

Рецензенты: Н.А. Богданов, М.С. Марков

Редактор И.М. Ерофеева

Authors: Yu.M. Pushcharovsky, A.A. Mossakovsky, G.E. Nekrasov, S.D. Sokolov, M.A. Iturralde-Vinent, R. Cabrera, J. Oro, R. Flores, F. Formell-Kortina

Tectonics of the Republic of Cuba: Explanatory note to the Tectonic map of Cuba scale 1:500000 / Yu.M. Pushcharovsky, A.A. Mossakovsky, G.E. Nekrasov et al. — Moscow: Nauka, 1989. — 79 p.

The work is devoted to the principles and compilation methods of the Tectonic map of Cuba, scale 1:500000. A peculiarity of the map is combination of historico-geologic, formational and geodynamic characteristics of the Meso-Cenozoic complexes of Cuba. The major structural-formational zones of Cuba have been delineated with their present nappe-fold structure and geodynamic and kinematic interpretation of their formation.

Ill. 20, bibliogr. 101 rec.

Reviewers: N.A. Bogdanov, M.S. Markov.

## ВВЕДЕНИЕ

Тектоническая карта Кубы масштаба 1:500 000 является результатом международного научного сотрудничества ученых Геологического института АН СССР и Института геологии и палеонтологии Академии наук Кубы. Совместные тектонические исследования сотрудников этих институтов проводились на Кубе с 1965 г. на основе двусторонних соглашений между академиями наук СССР и Кубы.

В процессе этих исследований изучались структурно-формационная зональность мезозойских и кайнозойских отложений Кубы, их покровно-складчатая структура, такие характерные образования как олистостромы, серпентинитовый меланж и протрузии, меловые офиолитовые комплексы, геология и тектоническое положение мезозойских метаморфических комплексов, новейшая тектоника и ряд других тектонических и общегеологических проблем.

Одной из главных целей таких исследований было составление Тектонической карты Кубы и отчасти прилегающих акваторий, в процессе которого производились систематизация, анализ и синтез всех основных геологических и геофизических материалов, существующих к моменту начала такой работы.

Первая Тектоническая карта Кубы в масштабе 1:1 250 000 была опубликована в 1966 г. сотрудниками Геологического института АН СССР Ю.М. Пушаровским и А.Л. Книппером и сотрудником Института геологии и палеонтологии АН Кубы М. Пунг-Рифа. Эта карта была результатом обобщения дореволюционных геологических и геофизических материалов, а также существовавших на то время послереволюционных исследований кубинских и советских геологов. На ней нашли отражение наиболее общие закономерности структурно-формационной зональности мезозойских и кайнозойских отложений и крупнейшие складчатые зоны разного возраста.

Настоящая Тектоническая карта в масштабе 1:500 000 — вторая по счету, составленная учеными Геологического института АН СССР и Института геологии и палеонтологии АН Кубы. Она создана в 1985—1986 гг., т.е. спустя 20 лет после публикации первой Тектонической карты. За прошедший 20-летний период интенсивных геологических исследований, проводившихся на Кубе с помощью Советского Союза и других стран Совета экономической взаимопомощи, был получен обширный новый геологический, геофизический и буровой материал, который и лег в основу составления карты. Здесь следует упомянуть крупномасштабные нефтепоисковые работы, особенно широко развернувшиеся на северном побережье Кубы, которые сопровождались целым комплексом геофизических исследований и большим объемом глубокого параметрического бурения до глубин 5—6 км и более.

Эти данные нашли отражение на Тектонической карте Кубы масштаба 1:500 000, изданной в 1985 г. Центром научных исследований Министерства базовой индустрии Кубы (Главный редактор С.П. Максимов, авторы В.С. Шенин, К.А. Клещев, Х.Л. Иппарагири, Х.Г. Лопес и др.). Наибольший интерес на этой карте представляют изогипсы глубины залегания подошвы позднекайнозойского осадочного чехла Кубы, полностью использованные при составлении настоящей Тектони-

ческой карты, тогда как структура мел-палеогеновых покровно-складчатых сооружений Кубы на ней показана крайне схематично.

Большое значение имели стратиграфические, тектонические, петрологические тематические исследования, проводившиеся на двусторонней основе учеными академий наук Кубы и СССР.

Однако главную роль в получении обширного нового геологического материала по стратиграфии, тектонике, магматизму Кубы несомненно сыграли многолетние геолого-съёмочные работы в масштабе 1:250 000, выполненные по просьбе и при участии Академии наук Кубы коллективами геологов академий наук социалистических стран — Польши, Болгарии, Венгрии и СССР и охватившие практически всю территорию Кубы. Созданная в результате этих работ Геологическая карта Кубы масштаба 1:250 000 в сводном и полистном вариантах сразу подняла на новую более высокую ступень уровень знаний по геологии Кубы и послужила главной фактической основой для создания новой тектонической карты Кубы масштаба 1:500 000. Основной объем работы по составлению карты и разработке принципов ее легенды выполнили советские и кубинские ученые; кроме того, как отмечено выше, активное участие в работе принимали ученые академий наук Польши, Болгарии и Венгрии.

В настоящее время можно считать общепризнанным покровно-складчатое строение Кубы, особенно ее северной зоны, где краевые офиолитовые аллохтоны надвинуты на карбонатные юрские и меловые отложения платформенного типа. Это было установлено американскими [Wassal, 1956; Hatten, 1967; Meyerhoff, Hatten, 1968; Kozary, 1968; Duclos, Vuagnat, 1962; Pardo, 1966, 1975] и швейцарским [Rigassi-Studier, 1963] геологами еще в 50—60-х годах, а затем подтверждено в 70-х годах советскими и кубинскими геологами-нефтяниками [Шейн и др., 1978; Шейн, Клещев, 1977; Лопес, 1984] в северной прибрежной зоне Кубы и польскими [Piotrowska, 1975, 1976, 1978; Pszczolkowski, 1976], советскими и кубинскими геологами [Книппер, Пуиг-Рифа, 1967; Knipper, Cabrera, 1972; Книппер, 1975; Моссаковский, Альбеар, 1978] в провинциях Пинар-дель-Рио и Гавана.

Одновременно была разработана детальная структурно-формационная зональность юрских и меловых отложений Кубы [Rutten, 1936; Wassal, 1956; Duclos, Vuagnat, 1962; Чехович, 1966; Адамович, 1967; Пушаровский и др., 1967; Khudoley, Meyerhoff, 1971; Myczynski, 1976; Kusnetzov et al., 1977; Kantchev et al., 1978; Шейн и др., 1978; Pszczolkowski, 1976, 1978, 1982; и др.], послужившая основой для всех последующих тектонических и геолого-эволюционных моделей Кубы.

Очень большое значение для выяснения важнейших черт тектонической структуры и эволюции Кубы имели исследования офиолитового комплекса Кубы, выполненные А.Л. Книппером [Книппер, 1975; Книппер, Пуиг-Рифа, 1967; Knipper, Cabrera, 1972, 1974] и М. Козари [Kozary, 1968], и мезозойских метаморфических пород острова, проведенные М.Л. Соминим, Г. Мильяном [Сомин, Мильян, 1969, 1972, 1974, 1976, 1981], Г.Е. Некрасовым и С.Д. Соколовым [Моссаковский и др., 1986].

Наконец, очень важную роль для понимания истории становления земной коры Кубы сыграли геофизические исследования — гравиметрические [Soloviev O., Skidan S., Skidan I. et al., 1964], магнитометрические [Soloviev O., Skidan S., Pankratov A., Skidan I., 1964] и сейсмологические [Щербакова и др., 1977; Бовенко и др., 1978, 1979], а также результаты комплексной их интерпретации [Марков и др., 1967; Шапошникова, 1974; Шейн и др., 1978; Лопес, 1984; Буш, Щербакова, 1986].

Все эти материалы были критически рассмотрены и обобщены при составлении новой Тектонической карты Кубы м-ба 1:500 000 (главный редактор Ю.М. Пушаровский, ответственные редакторы А.А. Моссаковский и Х. Суарес). В состав

авторского коллектива вошли: А.А. Моссаковский, Г.Е. Некрасов, С.Д. Соколов; М. Итурральде-Винент, Ф. Формель, Р. Кабрера, Р. Флорес, Х. Оро, Г. Лопес, А. Пщулковский, И. Баянов, В. Костадинов, И. Хайдутов, И. Канчев, К. Бжез-нянский, а также А. Моралес, Г. Пантелеон и Л. Перес.

На врезках карты помещены Схема важнейших типов земной коры Кубы и окружающих ее акваторий, составленная по геолого-геофизическим данным в масштабе 1:2 500 000 (авторы В.Л. Втулочкин, А.А. Моссаковский, Г.Е. Некрасов и С.Д. Соколов) и Неотектоническая карта Кубы также в масштабе 1:2 500 000 (авторы В.И. Макаров и Ф. Формель).

Как известно, установившихся методик для составления тектонических карт среднего масштаба не существует, хотя подобного рода работ опубликовано немало. Особенности трудности в этом отношении представляют районы земной коры сложного строения с широким развитием тектонических покровов, чешуй, надвигов, где обычно распространены офиолитовые серии. Без сомнения, опыт, полученный при составлении Тектонической карты Кубы, являющейся регионом именно такого типа, принесет большую пользу для выработки наиболее эффективных приемов среднемасштабного тектонического картирования вообще.

Тектоническая основа уже долгое время служит отправным моментом при прогнозировании размещения в недрах разнообразных полезных ископаемых: рудных, горючих, нерудных. Установление широчайшего распространения в подвижных зонах деформаций, связанных с горизонтальными перемещениями пластин и блоков земной коры, резко изменило подходы к прогнозированию и поискам месторождений. Новая Тектоническая карта Кубы вместе с публикуемым пояснительным текстом открывает большие перспективы для возникновения свежих идей и методик в этом направлении.

В заключение отметим, что бурное развитие мобилистских концепций в геотектонике чрезвычайно усложнило представления о строении и структурном развитии земной коры и литосферы в целом. Ныне геотектоника — это сложнейшая дисциплина, включающая в себя не только геологический анализ, продолжающийся, конечно, оставаться основным, но также элементы геодинамики и кинематики. Труднейшую ее сторону составляют палинспастические реконструкции. Все это читатель почувствует, знакомясь с предлагаемой новой концепцией тектонической структуры и эволюции Кубы.

В целом исследование приводит к дальнейшему развитию учения о тектонической расслоенности верхних оболочек Земли, разрабатываемого с конца 70-х годов в Геологическом институте Академии наук СССР и получающего все большую популярность среди геологической общественности.



## **ПРИНЦИПЫ ЛЕГЕНДЫ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТЫ КУБЫ М-БА 1:500 000**

В легенде Тектонической карты Кубы совмещено несколько принципов: историко-геологический, структурно-формационный и геодинамический.

Историко-геологический принцип отражен в выделении важнейших этапов геологического развития Кубы и ее отдельных тектонических зон. Применительно ко всей Кубе это находит свое выражение в выделении двух главных этапов ее развития: 1) раннего этапа формирования альпийского покровно-складчатого сооружения Кубинской островной дуги (юра — мел — палеоцен — ранний—средний эоцен) и 2) позднего этапа накопления осадочного терригенно-карбонатного слабо дислоцированного чехла на этом складчатом сооружении (средний—поздний эоцен, олигоцен, неоген, квартер).

Тектонические структуры и формационные комплексы, образовавшиеся в течение этих двух главных этапов геологического развития Кубы, принципиально различны и, по существу, образуют два различных класса структурно-вещественных комплексов, противопоставление которых является одним из важнейших принципов построения легенды. Способы отображения их на карте также различны.

Структуры позднекайнозойского чехла отображены в основном при помощи изогипс глубин залегания подошвы чехла (в км), отражающих крупные конседиментационные впадины и поднятия. В меньшей мере — структурными и морфологическими знаками, в том числе конседиментационными сбросо-сдвигами, определяющими современную поперечную сегментацию Антильской островной дуги.

Совершенно другой способ отображения на карте применен для альпийских покровно-складчатых сооружений Кубы (позднемелового и палеогенового). Основным элементом их структуры являются автохтонные и аллохтонные структурно-формационные комплексы разного возрастного диапазона и состава, совокупность которых образует целый ряд традиционно выделяемых на Кубе структурно-формационных зон юрско-меловых и раннепалеогеновых отложений. Каждая из таких структурно-формационных зон на карте закрашена определенным цветом — коричневым, синим, зеленым и т.д., а отдельные структурно-формационные комплексы в ее составе выделяются оттенками соответствующего цвета и, кроме того, что особенно важно, наложенными на цвет литологическими знаками или крапом, отражающими их формационный состав: карбонатный, карбонатно-терригенный, терригенный, вулканогенный соответствующего состава и т.д. Необходимо подчеркнуть, что линейные элементы литологических знаков проведены не произвольно, а в соответствии с простирающимися слоями и складками. Таким образом, этими линиями в совокупности с выделенными на карте разломами и надвигами удается показать внутреннюю покровно-складчатую структуру каждого структурно-формационного комплекса.

Возрастная последовательность структурно-формационных комплексов, т.е. формационные ряды в пределах каждой из структурно-формационных зон, показана в легенде к карте. Взаимоотношения структурно-формационных комплексов (согласные, несогласные) характеризуют этапность и направленность историко-геологического развития каждой из таких зон, а проведенный на этой основе



формационный анализ позволяет обособить структурно-формационные комплексы фундамента (сиалического или меланократового), чехла (шельфового, эпиконтинентального или глубоководного океанического), офиолитовые субокеанических впадин, вулканические островных дуг, терригенные и карбонатные турбидитные континентального склона, молассовые постскладчатых орогенных впадин, хаотические синколлизийных фронтальных прогибов и т.д.

Большое значение для характеристики важнейших структурно-формационных зон Кубы имеют меловые и палеогеновые гранитоидные комплексы, их возрастная и структурная локализация, что отражено на карте и в легенде специальными знаками, указывающими на их состав и формы проявления. Особенности размещения этих гранитоидных комплексов (особенно, меловых), их миграция в течение позднего мела с южного края Кубинской островной дуги на север, а также признаки существования в мелу парных метаморфических поясов (высоких давлений и низких температур и низких давлений и высоких температур) позволяют реконструировать на Тектонической карте положение и наклон сейсмофокальных зон, с которыми было связано формирование меловой Кубинской островной вулканической дуги.

Геодинамический принцип выражен в наиболее крупных подразделениях легенды к Тектонической карте и связан с реконструкцией палеотектонических и палеогеодинамических обстановок и типов земной коры, определявших процессы седиментации, магматизма и структурообразования в пределах разных структурно-формационных зон. В соответствии с таким подходом структурно-формационные комплексы, а в некоторых случаях и структурно-формационные зоны, объединяются в крупные структурные элементы I порядка — мезозойские и кайнозойские континентальные окраины, субокеанические бассейны, островные вулканические дуги. Для некоторых из них, например для континентальных окраин, оказывается возможным выделить более частные элементы их структуры, такие, как шельф, континентальный склон, подножие, деструктивные зоны растяжения. Палеотектонический и палеогеографический анализы, особенно сравнение с геологическими особенностями обрамляющих Кубу и Карибский регион в целом континентальных масс Северной, Центральной и Южной Америк, позволили определить генетическую принадлежность тех или иных мезозойских и кайнозойских структурно-формационных комплексов и зон Северо-Американской или Южно-Американской континентальным окраинам, что послужило основанием для обособления в легенде Тектонической карты этих двух главных классов континентальных структур, тектонически совмещенных на Кубе.

## ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СТРУКТУРЫ КУБЫ

В современной структуре Кубы четко выделяются два главных структурных яруса: мезозойско-раннетретичное (альпийское) покровно-складчатое сооружение в качестве нижнего яруса и перекрывающий его позднекайнозойский осадочный чехол, выступающий как верхний ярус. Каждый из этих ярусов характеризуется отличным, свойственным только ему структурным планом, разной степенью дислоцированности комплексов пород и особыми типами внутренних структурных элементов.

Покровно-складчатое сооружение, выступающее в роли фундамента по отношению к осадочному чехлу, обладает сложным внутренним строением. Оно распадается на целый ряд тектонических суперзон и зон с различным формационным составом мезозойских и раннепалеогеновых отложений, с разным возрастом и стилем тектонических деформаций, по-разному и неоднократно проявленных, наконец, с разной тектонической природой и происхождением.

Традиционно (Л. Руттен, Ж. Пардо, А. Меерхоф и Ч. Хаттен, М. Козари, П. Бронниман, Ю.М. Пушаровский, А.Л. Книппер, М.А.Итурральде-Винент, В.С. Шеин, И. Канчев и др.) в структуре Кубы выделяются по крайней мере четыре суперзоны (рис. 1), протягивающиеся, за редким исключением, через весь остров с запада на восток: 1) Северная суперзона с миогеосинклинальным типом юрских и меловых отложений и палеоцен-среднеэоценовым возрастом тектонических деформаций, выраженных в виде шарьяжей и складчатых покровов; 2) Центральная суперзона с эвгеосинклинальным типом разреза меловых отложений и широким развитием меловых магматических пород, в том числе офиолитовой серии, испытавших складчатые деформации в кампанском веке позднего мела, после которых произошло внедрение позднемеловых гранитоидов, быстро сменившееся накоплением кампан-маастрихтского и раннепалеогенового моласовых комплексов; 3) Южная суперзона (Эскамбрай, о-в Хувентуд, частично регион Пинар-дель-Рио на западе Кубы), характеризующаяся развитием юрско-меловых эпиконтинентальных терригенных и карбонатных отложений и образовавшихся по ним мезозойских метаморфических комплексов; 4) Юго-Восточная суперзона (Сьерра-Маэстра) с эвгеосинклинальным вулcano-плутоническим формационным типом разреза ранне-среднеэоценовых отложений, испытавших складчатые деформации в среднем эоцене, после которых произошло образование средне-верхнеэоценового моласового комплекса.

Каждая из этих суперзон при детальном рассмотрении оказывается состоящей из разнотипных, иногда даже гетерогенных структурных элементов (в том числе и структурно-формационных зон) более высокого порядка (см. ниже), выявление которых стало обоснованным только после завершения геологического картирования Кубы в масштабе 1:250 000 силами ученых академий наук Кубы, Польши, Болгарии, Венгрии и СССР.

Намечается определенная изменчивость в строении суперзон по их простира-нию, отражающая поперечную сегментацию Кубинской островной дуги.

Позднекайнозойский осадочный чехол плащеобразно перекрывает все текто-

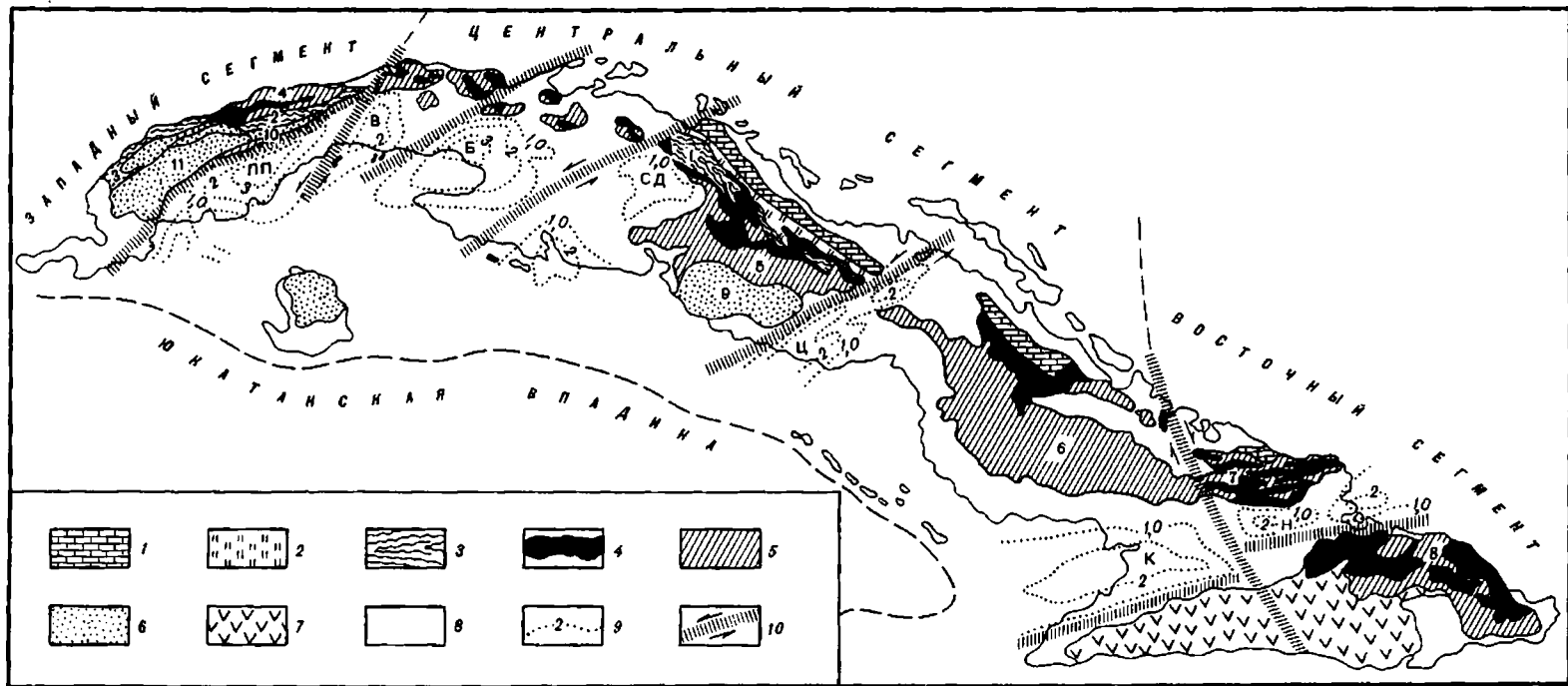


Рис. 1. Тектоническая схема Кубы

1—7 — альпийское покровно-складчатое сооружение — структурно-формационные зоны: 1—3 — Северная миегосинклиальная суперзона (Северо-Американская континентальная окраина): 1 — шельф и внутриконтинентальные прогибы (зоны Ремедьос и Кайо-Коко), 2 — континентальный склон (зона Камахуани), 3 — континентальное подножие (1 — зона Пласетас, 2 — Северная зона Сьерра-дель-Росарио, 3 — зона Эсперанса), 4 — красные офиолитовые аллохтоны, 5 — Центральная эвгеосинклиальная суперзона — меловая островная вулканическая дуга (4 — зона Байя-Онда, 5 — зона Саса, 6 — зона Лас-Тунас, 7 — зона Аукас, 8 — зона Нипе-Кристалль-Баракоа), 6 — Южная эпиконтинентальная суперзона — фрагмент Южно-Американской континентальной окраины (9 — Эскамбрай, 10 — Южная зона Сьерра-дель-Росарио, 11 — зоны Сьерра-де-Лос-Органос и Кангре), 7 — Юго-Восточная суперзона Сьерра-Маэстра — раннепалеогеновая островная вулканическая дуга; 8 — позднекайнозойский осадочный чехол; 9 — изогипсы глубин залегания подошвы позднекайнозойского чехла, км; 10 — позднекайнозойские конседиментационные сбросо-сдвиги

Буквы — конседиментационные впадины в позднекайнозойском осадочном чехле: ЛП — Лос-Паласиос, В — Вегас, Б — Броа, СД — Санто-Доминго, Ц — Центральная, К — Кауто, Н — Нипе

нические зоны альпийского складчатого сооружения. Граница между этими главнейшими структурными ярусами Кубы во временном отношении является скользящей, хотя и проходит в хронологическом интервале в пределах среднего—верхнего эоцена, несколько поднимаясь или опускаясь по временной шкале в том или ином районе Кубы.

Чехол сложен терригенными и карбонатными породами второй половины среднего и верхнего эоцена, олигоцена, неогена и квартера, как правило, очень слабо дислоцированными. Его строение и палеогеографические условия формирования были специально рассмотрены М. Итурральде-Винентом [Iturralde-Vinent, 1977; Contribucion..., 1985], выделившим основные типы структур позднекайнозойского чехла и обосновавшим их конседиментационную природу. По данным бурения и сейсмических работ МОВ и МОГТ, мощность позднекайнозойского чехла весьма изменчива и колеблется от первых десятков и сотен метров на склонах крупных поднятий до 3 км и более в глубоких впадинах [Iturralde-Vinent, 1977; Лопес, 1984]. Наиболее крупными являются впадины Лос-Паласнос, Вегас, Броа, Санто-Доминго, Центральная (Хатибонико), Кауто, Нипе и др. (см. рис. 1). Они, как и разделяющие их горстообразные поднятия, представляют собой типичные конседиментационные структуры, расположение которых контролировалось системой крупных сбросо-сдвигов северо-восточной, реже северо-западной ориентировки, которые разбили Кубинскую островную дугу на ряд блоков или сегментов (см. рис. 1). Большинство этих конседиментационных сбросо-сдвигов имеет левосторонний характер. Сдвиговая природа этих разломов хорошо вырисовывается по смещению границ главных структурно-формационных зон в альпийском покровно-складчатом сооружении, а их конседиментационный характер четко выражен в рисунке изогипс глубин залегания подошвы осадочного чехла.

Позднекайнозойское время проявления этих сбросо-сдвигов очевидно. Однако можно думать, что по крайней мере некоторые из них (например, Главный Пинарский, на западе или Восточный между впадинами Кауто и Нипе в Ориенте) унаследовали более древние, юрско-меловые, поперечные разломы трансформного типа. Основанием для такого заключения могут служить существенные различия в строении, формационном составе и магматизме юрских и меловых комплексов, устанавливаемые по разные стороны от таких поперечных разломов, а также разное время и стиль тектонических деформаций в блоках допозднекайнозойского фундамента, разделенных этими разломами. Например, в Центральном сегменте Кубы (особенно в зонах Саса и Лас-Тунас) прекрасно выражен продольный пояс позднемеловых гранитоидов, которые практически совершенно отсутствуют (как ножом отрезаны) в Западной Кубе — в зонах Сьерра-де-Лос-Органос и Сьерра-дель-Россарио и в Восточной Кубе в зонах Аурас и Нипе-Кристалль-Баракоса.

Точно так же на Центральной Кубе в тех же зонах повсеместно проявлена кампанская фаза тектонических деформаций — главная для этих зон, тогда как аналогичные по возрасту и формационному составу юрские и меловые отложения на Западной и Восточной Кубе испытали тектонические деформации гораздо позже — в палеоцене — среднем эоцене. Примеры такого рода можно было бы продолжить.

Основное внимание нами будет обращено на мезозойско-раннетретичное покровно-складчатое сооружение Кубы, в сложной структуре которого запечатлены одновременные и разнотипные коллизионные и субдукционные процессы, обусловленные крупномасштабными тектоническими перемещениями литосферных плит и блоков земной коры. Выяснение складчатой и шарьяжной структуры Кубы во всех возможных деталях, а также познание кинематики и механизма ее образования несомненно представляют собой интереснейшую тектоническую задачу. Ее значение трудно переоценить, поскольку это важно и для понимания особенностей формирования современных зрелых островных дуг, типичным примером кото-

рых является Куба, и для поисков их аналогов в мезозойских и палеозойских складчатых сооружениях.

Характеристика тектонической структуры Кубы ниже будет дана применительно к трем главнейшим сегментам островной дуги: Центральному, Западному и Восточному, что представляется удобным и по существу и в композиционном отношении<sup>1</sup>.

### ЦЕНТРАЛЬНЫЙ СЕГМЕНТ

Характер тектонических структур и анализ глубинного строения позволяют выделить в поперечном сечении Центрального сегмента Кубы в направлении с севера на юг четыре главных структурных элемента:

1) Северную миогеосинклинальную область (или суперзону), включающую систему структурно-фациальных зон южной окраины Северо-Американского континента, отражающих смену с севера на юг шельфовых карбонатных разрезов глубоководными некомпенсированными карбонатно-кремнистыми осадками;

2) зону Главного офиолитового шва, сопровождающуюся "выплеснувшимися" на север краевыми офиолитовыми аллохтонами;

3) зону Саса с эвгеосинклинальным типом разреза меловых (и, возможно, верхнеюрских) отложений;

4) зону метаморфизованных мезозойских терригенно-карбонатных и вулканогенных толщ массива Эскамбрай и о-ва Хувентуд с выступами в пределах массива Эскамбрай их домезозойского основания.

В пределах Северной миогеосинклинальной области Центральной Кубы практически всеми исследователями вслед за Ч. Дюкло и М. Вюанья [Ducloz, Vuagnat, 1962] выделяются три структурно-формационные зоны: Ремедьос, Камахуани и Пласетас. Наиболее подробное современное описание их дается в работе И. Канчева с соавторами [Kantchev et al., 1978], которые объединяют допозднеэоценовые образования этих зон в два структурных комплекса: автохтонный и аллохтонный.

Автохтонный комплекс представлен шельфовыми карбонатными породами зоны Ремедьос. Эти образования выходят на поверхность на островах и в узкой полосе северного побережья и прослеживаются геофизическими методами далее к югу под перекрывающими их карбонатно-кремнистыми толщами аллохтона. Предположительно наиболее древними частями разреза данной зоны являются ангидриты, гипс, соль и доломиты с прослоями аргиллитов, обнажающиеся в диапирах на северном побережье Центральной Кубы. Они объединяются в формацию Пунта-Алэгре. Возрастной интервал ее оценивается триасом—средней юрой. Вышележащая часть разреза (мощностью 1000 м) вскрыта глубокими скважинами на островах северного побережья. Она сложена доломитами и ангидритами с прослоями известняков и калькаренитов формации Кайо-Коко. Возраст этих образований поздняя юра—неоком. Они рассматриваются в качестве латеральной части разновозрастных им образований платформенного чехла Багамской плиты [Meyerhoff, Natten, 1968]. Эвапоритовый комплекс вверх по разрезу сменяется альб-маастрихтскими мелководными мелкозернистыми фораминиферовыми, детритовыми и органогенными известняками, брекчиями и доломитами. В провинции Лас-Вильяс они объединяются в формацию Ремедьос (мощностью 3500—4000 м). Аналоги ее в провинции Ольгин получили название формации Гибара.

Образования формации Ремедьос с постепенным переходом перекрываются палеоцен-нижнеэоценовыми карбонатными брекчиями и известняками формации Гранде (мощность 170—530 м), которые затем на юге согласно, а на севере транс-

<sup>1</sup>Центральный сегмент ограничен на западе Главным Пинарским разломом, а на востоке — провинцией Ориенте.

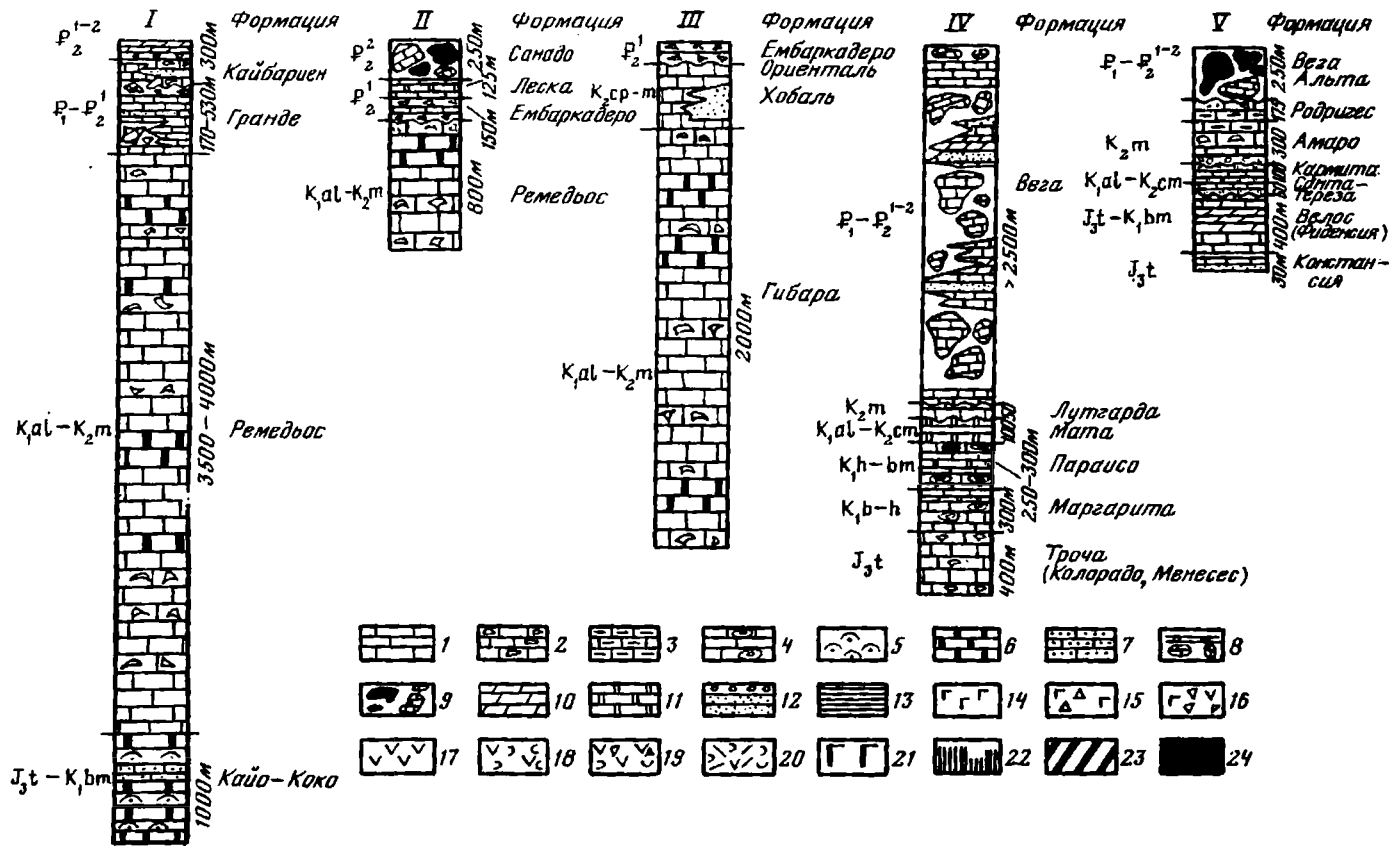


Рис. 2. Стратиграфические разрезы многоэосинклинальных досреднеэоценовых отложений зон Центральной Кубы

I-III - зона Ремедьос, провинции: I - Лас-Вильяс, II - Камагуэй, III - Ольгин; IV - зона Камахуани; V - зона Пласетас

Условные обозначения к рис. 2, 3, 5, 9

1-4 - известняки: 1 - мелкозернистые, 2 - органогенно-обломочные, 3 - глинистые, 4 - с овальными кремнистыми включениями и прослоями кремней; 5 - эвалориты; 6 - доломиты; 7 - калькарены; 8 - брекчии с глыбами и блоками известняков (мономиктовые олистостромы); 9 - брекчии с блоками и глыбами ультрабазитов, вулканитов, осадочных терригенных и карбонатных пород (полимиктовая олистоstroma); 10 - мергели; 11 - кремнистые породы; 12 - песчаники, гравелиты, конгломераты; 13 - глинистые сланцы и алевролиты; 14 - базальты; 15, 16 - туфобрекчии: 15 - базальтов, 16 - андезито-базальтов; 17 - андезиты; 18 - туфы андезитов; 19 - туфобрекчии андезитов; 20 - туфы кислого состава; 21 - шаровые лавы и кремни; 22 - дайки диабазов; 23 - габбро; 24 - гипербазиты

грессивно сменяются ниже-среднеэоценовыми органогенно-обломочными известняками, карбонатными брекчиями, мергелями и песчаниками формации Кайбарнен (мощность 300 м). Возрастные аналоги ниже-среднеэоценовых отложений в провинции Камагуэй трансгрессивно ложатся непосредственно на образования формации Ремедьос. Средняя часть их, объединяющаяся в формацию Леска (рис. 2), помимо известняков, содержит прослой красных кремней, верхняя (формация Санадо) — представлена полимиктовой олистостромой.

Образования автохтона (см. рис. 4) смяты в крупные линейные пологие складки, осложненные продольными разломами и сопровождающими их мелкими приразломными дислокациями. В зоне перекрытия комплексами аллохтона в структуре автохтона появляются сжатые складки и тектонические чешуи.

Аллохтон состоит из двух эшелонированно располагающихся покровов. Нижний, перекрывающий непосредственно образования зоны Ремедьос и занимающий в структуре аллохтона более северное положение, сложен отложениями зоны Камахуани. Низы разреза ее (см. рис. 2) представлены титонскими мелкозернистыми, слабоглинистыми, реже детритовыми известняками формации Троча и ее аналогами: формациями Менесес и Колорадо (мощность 300—400 м). С постепенным переходом выше залегает толща некомпенсированных глубоководных карбонатно-кремнистых осадков берриас—сеномана. В ней выделяются берриас-барремские микрозернистые известняки с зональными включениями и прослоями кремней (формации Маргарита и Параисо) и известняки с кремнями и разноцветные силициты альб-сеномана (формация Мата). Суммарная мощность их 700 м. Трансгрессивно на них ложится маломощный (менее 50 м) горизонт обломочных известняков, глин и кремней маастрихта (формация Лутгарда). Все это несогласно перекрывается палеоген-верхнеэоценовыми отложениями формации Вега (мощность 2500 м). Характерной особенностью ее является присутствие горизонтов мономиктовых карбонатных олистостром (брекчия "Сагуа"), размер олистолитов в которых достигает нескольких сот и более метров. На севере зоны это главным образом блоки известняков формации Ремедьос, а на юге — обломки известняков формаций Троча, Колорадо, Менесес и известняков и кремней формации Маргарита. Встречаются также единичные олистолиты серпентинитов и туфов.

Верхний покров аллохтона сложен карбонатно-терригенно-кремнистыми отложениями зоны Пласетас. Разрез ее начинается с титонских известняков, известковистых и полимиктовых песчаников формации Констансиа (мощность 20—30 м)<sup>1</sup>. С постепенным переходом выше залегают известняки, известняки с кремнями и мергели титона-баррема. Они объединяются в формацию Велос (мощность 400 м). Локально развитые возрастные аналоги ее готерив-барремских слоев получили название формации Фиденсия. Далее, вероятно, с перерывом, ложатся карбонатно-кремнисто-терригенные слои альб-сеномана. В нижней части их залегают аргиллиты и силициты формации Санта-Тереза (мощность 60 м). На них с размывом налегают силициты и глинистые известняки, фациально замещающиеся известняками с кремнями, песчаниками и мергелями (формация Кармита). Выше несогласно с конгломератами в основании залегает толща маастрихта. Разрез ее начинается обломочными, детритовыми известняками формации Амаро (мощность 50—300 м), далее следуют глинистые известняки формации Родригес (мощность 175 м). Все это перекрывается палеоцен-верхнеэоценовой полимиктовой

<sup>1</sup> По новейшим данным, полученным М. Итурральде-Винентом [Iturralde-Vinent, Morales, 1988], в горах Сьерра-де-Камахан, на севере провинции Камагуэй, карбонатно-терригенно-кремнистые отложения зоны Пласетас (формация Велос) в едином стратиграфическом разрезе подстилаются толщей базальтов и гиадокластитов с радиоляриями и аммонитами среднего титона, выделяемой им под названием формации Нуэба Мария. По своим петрохимическим характеристикам эти вулканические образования, видимая мощность которых превышает 70—80 м, отвечают океаническим толентам типа срединно-океанических хребтов. Эти новые исключительно важные данные могут указывать на то, что отложения зоны Пласетас, по крайней мере частично, формировались на позднюрской океанической коре.



олистостромой формации Вега Альта (мощность до 250 м), сложенной глинами с обломками и блоками известняков, серпентинитов, кремней, вулканитов, песчаников и конгломератов.

Карбонатно-кремистые толщи аллохтона смяты в линейные, наклоненные к северу складки и тектонически расслоены на ряд более мелких пластин (см. рис. 4).

По единодушному мнению всех исследователей, миогеосинклинальная область представляет собой южную оконечность Северо-Американской плиты, что находит отражение как в литологии распространенных здесь карбонатных и карбонатно-кремнистых толщ, так и в особенностях глубинного строения [Бовенко и др., 1978; Буш, Щербакова, 1986; и др.]: выдержанной мощности земной коры (25—30 км), типичных для континентальных структур скоростных и плотностных свойствах "базальтового" (10 км) и "гранитного" (10 км) слоев, а также в присутствии четко выраженного осадочного чехла (5—10 км).

Главный офиолитовый шов отделяет Северную миогеосинклинальную область от примыкающих к ней с юга структур позднемезозойской островной дуги. В состав этого структурного элемента входит собственно шовная зона и система выжатых из нее надвинутых на миогеосинклиналь краевых офиолитовых аллохтонов — фрагментов позднемезозойской океанической коры окраинно-морского бассейна, раздавленного в результате столкновения Северо-Американской континентальной плиты и мезозойской островной дуги.

Собственно шовная зона [Книппер, Cabrera, 1974; Бовенко и др., 1978; Шени и др., 1978; Буш, Щербакова, 1986] представляет собой выполненную ультраосновным материалом зону разлома шириной 5—10 км, погружающуюся на юг под углом 65° до глубин около 55 км. Этой зоне соответствует регионально выраженная смена характера гравитационного и магнитного полей и ступенчатое изменение мощности земной коры по сейсмическим данным.

Краевые офиолитовые аллохтоны представляют собой в морфологическом отношении систему расслоенных на ряд пластин и блоков плоских синформных тел. По результатам бурения и геофизическим данным, суммарная мощность пакета офиолитовых аллохтонных пластин не превышает 4 км.

Разрез офиолитовых пластин характеризуется типичной для этих образований последовательностью залегания пород. По данным А.Л. Книппера [1975], И. Канчева с соавторами [Kantchev et al., 1978] и более поздним исследованиям Е. Фонсеки, В.Н. Зелепугина и М. Эредиа [1985], основание разреза пластин сложено в различной степени меланжированными, серпентизированными дунитами и гарцбургитами (мощность 1000—2000 м). В Камагуэйе, где степень тектонизации меньше, можно наблюдать их стратифицированный характер. В пределах корневой зоны офиолитовых пластин (зона шва) в ультрабазитах отмечается большое количество блоков и более мелких тектонических включений метаморфических пород, преимущественно меланократового характера и, в частности, гранатовых амфиболитов и эклогитов. Вышележащие части разреза офиолитовых пластин образованы тектонизированными полосчатыми оливиновыми габбро, троктолитами, анортозитами и амфиболовыми габбро (мощность 100—1000 м). Далее располагается комплекс параллельных даек (мощность 700—1500 м), который постепенно переходит в подушечные вариалиты, спилиты и диабазы с редкими прослоями кремнистых пород и аргиллитов (мощность до 600 м). Базальтовый комплекс объединяется в формацию Суррапандилья. Возраст ее по положению в разрезе определяется одними исследователями как позднеюрско-раннемеловой, другими — как раннемеловой.

Вышележащие части разреза в зависимости от структурного положения офиолитовых пластин существенно меняются. В ядре синформы Санта-Клара ультрабазиты, габбро и базальты и диабазы формации Суррапандилья перекрываются андезитовыми туфами и туфобрекчиями альба-сеномана (формация Матагуа) (рис. 3). На них трансгрессивно ложатся сантонские конгломераты, песчаники,

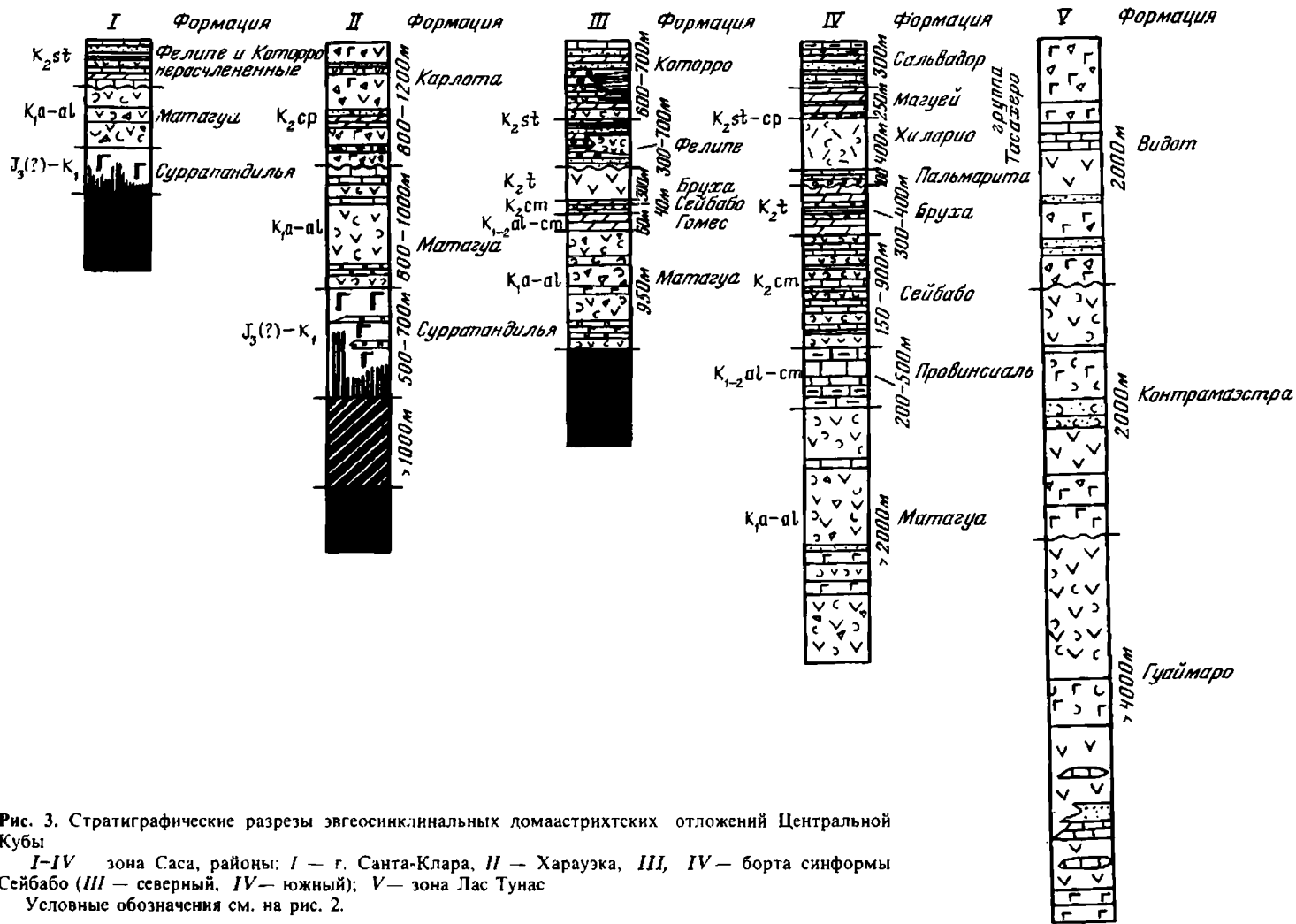


Рис. 3. Стратиграфические разрезы эвгеосинклинальных домастрихтских отложений Центральной Кубы

I-IV зона Саса, районы: I — г. Санта-Клара, II — Харауэка, III, IV — борта синформы Сейбабо (III — северный, IV — южный); V — зона Лас Тунас

Условные обозначения см. на рис. 2.

мергели и туфы среднего и кислого состава (формации Фелипе и Которро суммарной мощностью 900—1500 м). Выше несогласно залегают маастрихт-палеоценовые песчаники, мергели, алевролиты, туфы и известняки формации Санта-Клара (мощность 350 м). Далее с несогласием лежит флиш нижнего—среднего эоцена (формация Очоа).

Юго-восточнее в районе синформы Фалькон разрез верхней части вулканогенно-осадочного чехла существенно иной. Выше туфов и известняков альба—сеномана здесь залегают вулканиты, туфы и терригенные породы сантона—кампана (формации Минерва и Карлота). Далее трансгрессивно ложатся маастрихтские песчаники, мергели и известняки.

В разрезах офиолитовых пластин, погружающихся к югу под меловые вулканогенно-осадочные серии зоны Саса, базальты и диабазы формации Суррапандилья тектонически перекрыты мощнейшей толщей андезитовых и андезито-базальтовых туфов альба—сеномана (формация Матагуа). Мощность их в 2—3 раза превышает мощность аналогичных туфов, залегающих на формации Суррапандилья в синформах Санта-Клара и Фалькон.

Расположенная южнее зона Саса охватывает всю осевую часть о-ва Куба. Зона сложена вулканогенно-осадочными породами раннего и позднего мела. В структурном отношении это огромная асимметрично построенная синформа, осложненная несколькими частными синформными и антиформными структурами и сдвиговыми деформациями вдоль системы трансформных разломов северо-восточного простирания (рис. 4). Северным ограничением ее является сложная по своей конфигурации плоскость разлома, по которой меловые вулканогенно-осадочные породы зоны Саса конформно надвинуты на различные частные структурные элементы Главного офиолитового шва. На отрезке Камагуэй—Санта-Клара плоскость этого разлома, деформированная в систему кулисно сопряженных синформ и антиформ, круто погружается под вулканогенно-осадочные толщи зоны Саса. В районе г. Санта-Клара и далее к западу в районе Гавана—Матансас этот разлом постепенно становится вертикальным и приобретает обратное падение, в результате чего ассоциации Главного офиолитового шва на этом участке в форме лежащих складок оказываются запрокинутыми на вулканогенно-осадочные комплексы зоны Саса [Моссаковский, Альбеар, 1978].

Основание разреза меловой вулканогенно-осадочной серии зоны Саса сложено андезитовыми и андезито-базальтовыми туфами, туфобрекчиями и подчиненными им песчаниками, мергелями и известняками апта—турона.

В синформе Сейбабо нижняя сугубо вулканогенная часть их разреза объединяется в формацию Матагуа. Возраст ее апт—альб (см. рис. 3). Выше залегают альб—сеноманский горизонт детритовых известняков формации Провинсиаль и сеноманские туфы, известняки, мергели и песчаники формации Сейбабо. Завершают разрез апт-туронской толщи андезиты, туфы андезитов и подчиненные им мергели и аргиллиты турона (формация Бруха).

В провинции Камагуэй, где карбонатные и подчиненные им терригенные отложения распределяются в целом по всему разрезу, апт-туронские образования объединены в одну формацию Гуаймаро (мощность 4000 м). Характерной особенностью апт-туронской толщи является резкое изменение мощности образующих ее вулканогенных и осадочных слоев. Мощность вулканитов и известняков южного крыла синформы Сейбабо более чем в 2 раза превышает мощность одновозрастных пород северного (см. рис. 3). В определенной мере меняется и состав пород. На севере более существенную роль играют базальты и силициты. Аналогичная асимметрия в строении апт-туронских образований характерна также и для района Камагуэй.

На апт-туронских образованиях с перерывом и несогласием залегают фациально изменчивые толщи сантона—кампана. Их разрез в Сейбабо сложен известняками, песчаниками, глинами, мергелями и кислыми туфами, объединенными в формации

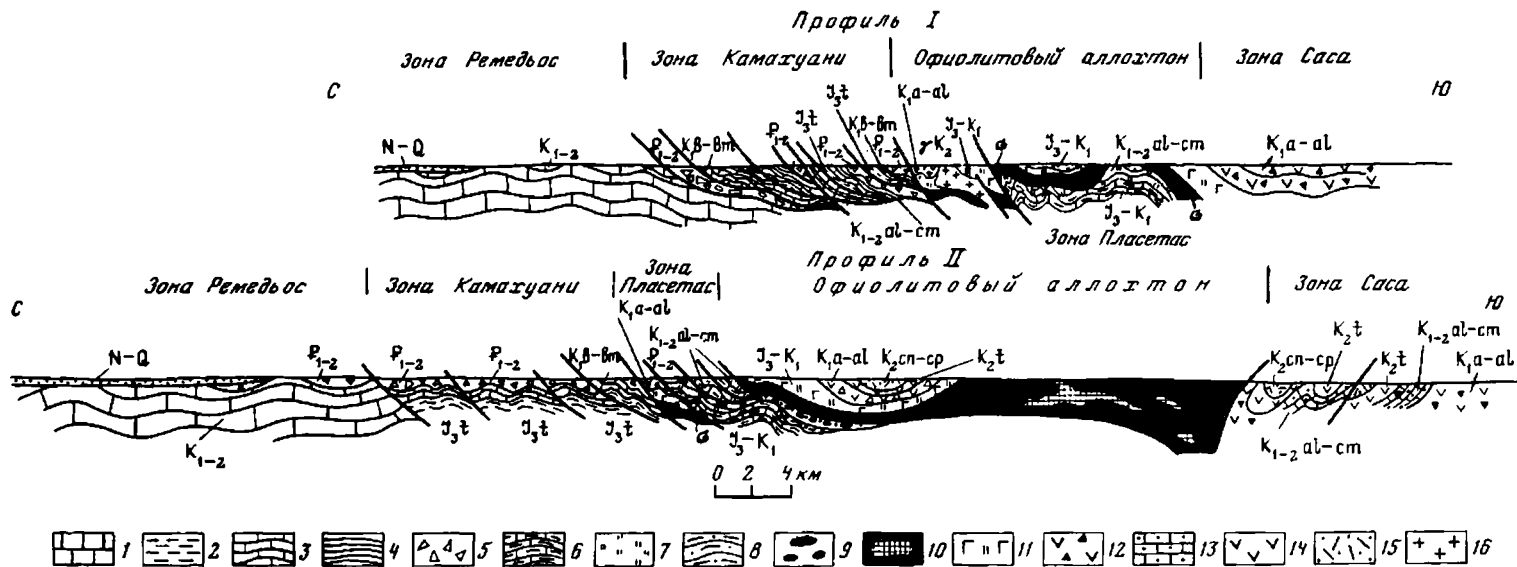


Рис. 4. Тектонические профили через Центральную Кубу: I — восточный (через антиформы Пласетас, Харауэка и др.), II — западный (через антиформу Санта-Клара, синформу Мана-Ханабо и др.)

I — формации зоны Ремедьос; 2—5 — формации зоны Камагуани: 2 — Троча, 3 — Маргарита и Парансо, 4 — Мата, 5 — Вега; 6—9 — формации зоны Пласетас: 6 — Констансия и Велоз (Фиденсия), 7 — Кармита и Санта-Тереза, 8 — Родригес и Амаро, 9 — Вега Альта; 10—15 — формации краевых офиолитовых аллохтонов и островодужных комплексов зоны Саса: 10 — ультрабазиты и габбро с блоками метаморфических пород, 11 — Суррапандилья, 12 — Матагуа, 13 — Провинсиаль, 14 — Бруха, 15 — группа Тасахеро; 16 — граниты

Пальмарита, Хиларио, Магуэй и Сальвадор. В районе Хараузка в составе этого горизонта выделяются кампанские андезито-базальтовые лавобрекчии и рифогенные известняки формации Карлота. В провинции Камагуэй сантон-кампанские образования представлены мощнейшей (4000 м) толщей туфов, лав и лавобрекчии андезито-базальтов, песчаниками, конгломератами и известняками формации Контрамаэстра и Видот.

Этот фациально изменчивый комплекс в пределах депрессий несогласно перекрывается конгломератами, песчаниками, мергелями и обломочными известняками маастрихта, либо непосредственно отложениями нижнего—среднего эоцена.

Результаты сейсмического зондирования [Бовенко и др., 1978] показывают, что зона Саса характеризуется невыдержанной (20—30 км) мощностью земной коры, преобладанием в ее составе пород "базальтового" слоя (до 20 км) и резко сокращенным и невыдержанным по мощности "гранитным" слоем (3,5—8 км). По скоростным характеристикам и плотностным свойствам "базальтовый" слой земной коры этой зоны может быть сопоставлен с амфиболитами, эклогитами и другими меланократовыми метаморфическими породами, присутствующими в виде включений в гипербазитах Главного офиолитового шва, а также с меланократовыми метаморфическими породами комплексов Мабухина и Ябо [Бовенко и др., 1978; Буш, Щербакова, 1986]. Граничные скорости "гранитного" слоя (6,2—6,3 км/с) здесь в целом выше скоростей, обычных для земной коры континентального типа (5,5—6,3 км/с). В ряде мест, где поверхность этого слоя приподнята до глубин 3,5 км, скважинами на этом уровне вскрыты интрузивные породы основного состава. Эти материалы позволили ряду исследователей [Эчевария и др., 1974; Бовенко и др., 1978] предполагать, что отдельные участки коры на западном фланге зоны (южное побережье Западной Кубы—залив Батабано) имеют разрез субокеанического типа.

Все это отличает структуры зоны Саса от ограничивающих ее с севера структур миегосинклинальной области и залегающих на ней в аллохтоне комплексов Главного офиолитового шва и позволяет сделать вывод [Моссаковский и др., 1986], что эта зона сформировалась на мафическом метаморфическом фундаменте допозднемезозойского (палеозойско-раннемезозойского) возраста, фрагменты которого выведены на поверхность в тектонических блоках в зоне сочленения ее со структурами массива Эскамбрай (метаморфические комплексы Ябо и Мабухина) и в виде включений в гипербазитах Главного офиолитового шва.

Присутствие в кровле консолидированной коры скоростей, близких по значению к скоростям "гранитного" слоя, вероятно, связано с разуплотнением пород меланократового фундамента в связи с процессами тектонического сжатия, метаморфизма и палингенеза, обусловившими появление в кровле меланократового фундамента и в перекрывающем вулканогенно-осадочном чехле позднемезозойских зональных метаморфических ореолов и интрузий гранитоидов.

Структуры горного массива Эскамбрай и о-ва Хувентуд составляют наиболее южный структурный элемент Центральной Кубы.

Структура массива Эскамбрай в плане имеет форму двух сближенных овалов, получивших в литературе название куполов Тринидад и Санти-Спиритус. Наиболее полное описание этой структуры дается в монографии М.Л. Сомнина и Г. Мильяна [1981]. Исходя из приведенных в ней данных и собственных полевых материалов [Моссаковский и др., 1986], в составе толщ, образующих структуру массива Эскамбрай, выделим два возрастных и структурных комплекса.

Первый образует выступы домезозойского основания, вскрываясь в крупном тектоническом блоке на северо-востоке купола Тринидад и в серии мелких блоков и пластин в периферических частях структуры Санти-Спиритус. В составе комплекса выделяются две ассоциации: эклогиты и кристаллические сланцы Альгарробо и амфиболиты свиты Ябо.

Второй комплекс представлен метаморфизованными фациально изменчивыми

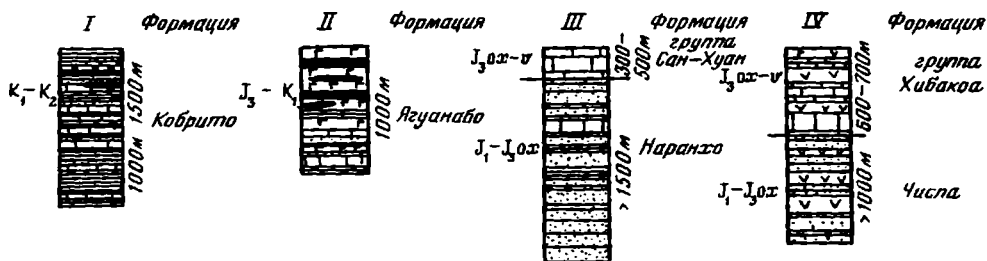


Рис. 5. Мезозойские разрезы массива Эскамбрай

I — флишеидные карбонатно-кремнисто-терригенные отложения (четвертый тип разреза) южной части массива Эскамбрай; II — карбонатно-терригенно-вулканогенные отложения (третий тип разреза) юго-западной части купола Тринидад; III — терригенно-карбонатные толщи (первый тип разреза) центральной части купола Тринидад и северо-восточной части купола Санти-Спиритус; IV — вулканогенно-карбонатно-терригенные отложения (второй тип разреза) северо-западной части купола Тринидад и центральной части купола Санти-Спиритус.

Условные обозначение см. на рис. 2

терригенно-карбонатными и вулканогенными толщами мезозойского возраста. Фациальные различия позволяют наметить для них четыре типа разреза (рис. 5).

Первый, терригенно-карбонатный, распространен в центре купола Тринидад, а также в северных периферических частях его же и структуры Санти-Спиритус. Наименее метаморфизованный разрез его наблюдается в центре купола Тринидад. Здесь вскрываются кварцевые песчаники формации Наранхо и перекрывающие их известняки группы Сан-Хуан, состав и последовательность залегания которых, а также фауна, найденная в известняках Сан-Хуан [Millan, Muczynski, 1978], позволяют сравнивать именно этот тип разреза с юрско-меловыми толщами карбонатно-терригенного комплекса зоны Сьерра-де-Лос-Органос Западной Кубы.

Второй тип разреза, метавулканогенно-карбонатно-терригенный, развит на северо-востоке купола Тринидад и в центре структуры Санти-Спиритус. Этот разрез сложен метаморфизованными терригенными и вулканогенными породами формации Чиспа, карбонатными и переслаивающимися с ними вулканогенными породами группы Хибакоа. Эти образования представляют собой возрастной аналог метаморфизованных терригенно-карбонатных толщ формации Наранхо и группы Сан-Хуан и могут быть параллелизованы с толщами пояса Кангре на западе Кубы.

Третий тип разреза, карбонатно-терригенно-вулканогенный, вскрыт в юго-западной части купола Тринидад в окрестностях пос. Ягуанабо. Слагающие его образования объединены в формацию одноименного названия. В их составе наблюдается чередование тонкослоистых (0,5—1 см) пачек карбонатно-кремнисто-туфогенных пород, известняков и зеленых сланцев. Внутри последних, помимо вулканитов основного состава, отмечаются линзы габбро и диабазов, а также будины (5×1 м) и согласные пластообразные тела серпентинитов мощностью до несколько сот метров и протяженностью до 2 км.

Наблюдения, полученные нами в ряде мест, где ультрабазиты оказались менее измененными, показывают, что это порфиновые породы с микролитовой основной массой. В единичных случаях для них отмечалась шаровая отдельность. Все это не позволяет рассматривать их лишь в качестве фрагментов меланократового фундамента структур эвгеосинклинального типа, а заставляет предполагать, по крайней мере для части их, пластовую и, возможно вулканическую природу. Присутствие в низах разреза этого типа остатков *Nannokonus* sp., представители которого распространены в отложениях поздней юры—раннего мела, позволяет предполагать, что этот разрез, возможно, моложе карбонатно-терригенных разрезов, развитых в ядре купола Тринидад.

Четвертый тип разреза сложен карбонатно-кремнисто-терригенным флишем.

В виде отдельных пачек мощностью 0,5—5 м встречаются известняки, отмечаются также редкие тела серпентинитов и зеленых сланцев. В районе пос. Ягуанабо этот комплекс располагается структурно выше карбонатно-терригенно-вулканогенных отложений формации Ягуанабо и вроде бы наращивает их. В остальных участках структурно ниже флишеидной толщи залегают отложения и других типов разрезов. Поэтому не исключено, что флишеидный комплекс также сформировался в самостоятельной структурно-фациальной зоне и в современной структуре занимает аллохтонную позицию.

Описанные структурно-фациальные комплексы образуют антиформу со сложным покровным строением. Ядро ее располагается в центре купола Тринидад. В пределах его вскрыты отложения терригенно-карбонатного (первого) типа. Для этой части структуры характерны пологие складки с размахом крыльев до нескольких километров. С севера и северо-востока эти отложения перекрываются субширотно вытянутым поясом покровов, в строении которых участвуют три структурных комплекса. Фронтальный покров этого пояса сложен вулканогенно-карбонатно-терригенными разрезами второго типа, деформированными в систему лежащих складок с размахом крыльев от 3 до 5 км. Ядра их сложены метатерригенными и метавулканогенными породами, а крылья — метакарбонатными и метавулканогенными. Перед фронтом этого покрова карбонатно-терригенные породы ядра антиформы запрокинуты к ее центру. Вышележащий покров образован пластинами домезозойского метаморфического комплекса, представленного блоками эклогитов, глаукофановых сланцев и сланцев Альгарробо. Тыловая часть покровного комплекса состоит из метатерригенных и карбонатных пород, собранных в наклоненные к югу складки с размахом крыльев 1,5—2 км. Непосредственно на контакте с амфиболитами Мабухина развиты узкие изоклинальные складки, круто наклоненные к северу.

Южное крыло антиформы также образовано сложно построенной системой покровов. Фронтальная часть ее на западном фланге облекает с запада и юга карбонатно-терригенный комплекс центральной части купола Тринидад, а затем, приобретая северо-восточное простирание, срезает встречный фронт покровов северного крыла антиформы и далее к востоку, уже в пределах купола Санти-Спиритус, снова меняя простирание на субширотное, под острым углом сечет структуры метаморфогенного комплекса Мабухина.

В составе этой системы покровов можно наметить четыре аллохтонных элемента. Самый нижний вскрыт в северной периферической части структуры Санти-Спиритус. Он сложен амфиболитами формации Яябо. Следующий представлен мезозойскими метатерригенными и метакарбонатными толщами первого типа и залегающими среди них блоками и пластинами эклогитов и сланцев Альгарробо. Вышележащий покровный комплекс слагает внутреннюю и северо-восточную части купола Санти-Спиритус и представлен метаморфизованными вулканогенно-карбонатно-терригенными толщами второго типа. Комплекс состоит из нескольких тектонических чешуй, круто погруженных к юго-западу, в пределах которых породы дислоцированы в наклоненные в этом же направлении складки нескольких порядков. Следующий аллохтонный элемент образован карбонатно-терригенно-вулканогенными толщами формации Ягуанабо. Самый верхний покров сложен флишеидными карбонатно-терригенно-кремнистыми разрезами.

В пределах антиформы Эскамбрай наблюдается проявление, как минимум, трех этапов метаморфизма. Результатом первого этапа следует считать эклогитовый парагенезис; проявлением второго — первичные парагенезисы амфиболитов Яябо, вероятно, также сланцев Альгарробо и диафторез в этих условиях эклогитов; проявлением третьего этапа — зональный метаморфизм всех пород массива Эскамбрай в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций и фации высоких давлений. По отношению к первичным минеральным парагенезисам эклогитов, амфиболитов свиты Яябо и, возможно, сланцев Альгарробо этот метаморфизм



был регрессивным, а по отношению к позднемезозойскому вулканогенно-карбонатно-терригенному комплексу — прогрессивным.

Скоростной разрез антиформной структуры [Бовенко и др., 1978] характеризуется развитием мощного (18,5 км) хорошо выраженного "гранитного" слоя и относительно небольшой мощностью "базальтового слоя" (8,5 км). Предполагается, что "гранитный" слой здесь выступает непосредственно на поверхность. В верхней части его намечаются неоднородности, указывающие на вероятное присутствие границ раздела между подошвой метатерригенного комплекса и породами основания. В направлении осевой части зоны Саса, а также к югу в сторону Юкатанской глубоководной впадины сразу же за контурами массива характер глубинного строения земной коры быстро меняется: при сохранении общей мощности консолидированной коры резко, скачком, почти вдвое уменьшается в мощности "гранитный" слой и увеличивается мощность вулканогенно-осадочного слоя. Аналогичным образом, но в менее резкой форме меняется строение коры к западу и востоку.

Отмеченные особенности поверхностной и глубинной структуры массива Эскамбрай, в частности повышенная мощность "гранитного" слоя земной коры и присутствие в составе его также и метаморфических пород позднемезозойского возраста, позволяют считать, что массив Эскамбрай представляет новообразованное мезозойское гранитно-метаморфическое ядро. Фациальная изменчивость слагающих его мезозойских разрезов показывает, что этот молодой гранитно-метаморфический комплекс возник в результате тектонического совмещения, метаморфизма и ремобилизации пород двух типов структурно-фациальных зон. Первый из них характеризует внутреннюю параавтохтонную часть антиформы Эскамбрай. Сходство распространенных в ее пределах карбонатно-терригенных мезозойских толщ с миогеосинклинальным комплексом Западной Кубы, а также сходство строения земной коры с зоной Сьерра-де-Лос-Органос дает возможность говорить, что карбонатно-терригенный разрез внутренней части массива Эскамбрай сформировался на континентальном фундаменте, фрагментами которого, вероятно, являются выжатые вдоль его периферической северной и восточной частей блоки эклогитов, апоэклогитовых пород и пород формации Альгарробо. Существенное увеличение в составе мезозойских разрезов второго типа структурно-формационных зон Эскамбрая (южных покровных элементов антиформы Эскамбрай) основных вулканитов, кремнистых пород и образований флишевого типа, а также присутствие среди них пластин и покровов ультраосновных пород свидетельствует о близости этих разрезов к разрезам эвгеосинклинального типа и говорит в пользу того, что эти структурно-фациальные зоны формировались либо на переходном типе коры, либо на субокеанической коре.

В строении о-ва Хувентуд участвуют два структурно-фациальных комплекса [Сомин, Мильян, 1981].

Первый представлен миогеосинклинальными терригенно-карбонатными толщами юры, зонально метаморфизованными в условиях амфиболит-зеленосланцевой фации регионального метаморфизма повышенных давлений. Нижняя часть разреза этого комплекса сложена метапелитами и метапесчаниками, включающими в верхней части маломощные прослои мраморизованных известняков (мощность 500 м). Они объединяются в формацию Каньяда, возраст которой по аналогии с нижней частью формации Сан-Казано Западной Кубы условно принят за ранне-среднеюрский. Вышележащая часть комплекса характеризуется развитием апотерригенных сланцев с прослоями мраморов, которые объединяются в свиту Агуа-Санта (мощность 1000 м). Возраст ее условно среднеюрский—оксфордский. Более высокое стратиграфическое положение, вероятно, принадлежит толщам мраморов. Внутреннее строение комплекса определяется присутствием в юго-восточной части острова огромной (40×25 км) сравнительно просто построенной антиформы, сложенной метатерригенными сланцами формации Каньяда, которая к северо-западу

через систему частных синформ и антиформ тектонически сопряжена с синформной структурой, сложенной карбонатно-терригенными породами формации Агуа-Санта и толщами мраморов.

Второй структурно-фациальный комплекс представлен эвгеосинклинальными толщами, слагающими тектонический блок в северо-западной части острова. По аналогии с вулканогенно-осадочными сериями зоны Саса возраст комплекса считается ранне-поздне меловым, хотя весьма вероятно, что гораздо правильнее его параллелизовать с третьим (Ягуанабо) типом разрезов Эскамбрая и в этом случае определить его возраст как позднеюрско-раннемеловой.

Сходство разрезов карбонатно-терригенного комплекса о-ва Хувентуд с мезозойскими разрезами параавтохтонной части антиформы Эскамбрай, а также широкое проявление в пределах этих структур регионального метаморфизма позволяют считать структуры о-ва Хувентуд, так же как и структуры антиформы Эскамбрай, выступающими на поверхность единого микроконтинентального блока, располагающегося в пределах шельфовой части южного побережья о-ва Кубы, что подтверждается также характером распространенных в этой субширотной полосе магнитного и гравитационного полей.

### ЗАПАДНЫЙ СЕГМЕНТ

Западная Куба по характеру геологического строения существенно отличается от Центральной Кубы. Это отличие обусловлено многоярусным покровным строением Западной Кубы, которое исказило первичное расположение структурно-формационных зон, сходное с таковым в Центральной Кубе. По существу, все структурно-формационные зоны Западной Кубы в современной структуре занимают аллохтонное положение.

Структурно-формационные зоны Северной миогеосинклинальной суперзоны представлены в Западной Кубе зонами Северная Сьерра-дель-Росарио и Эсперанса, стратиграфический и формационный состав которых выявлен в результате геологосъемочных работ м-ба 1 : 250 000 геологами Академии наук ПНР [Piotrowska, 1975, 1976, 1978; Pszczolkowski, 1976, 1978, 1982; Pszczolkowski et al., 1975; и др.] и глубоким параметрическим бурением [Лопес, 1984]. Обе зоны обладают четко выраженной шарьяжно-покровной структурой, выраженной в сдаивании и страивании стратиграфических разрезов юрских, меловых и палеогеновых отложений, нередко разной фациальной принадлежности. Выделяется несколько покровных структурных единиц (или комплексов), слагающих северное крыло крупной антиформы горной системы Сьерра-дель-Росарио (рис. 6, 7). Южное крыло и ядро этой антиформы образовано комплексами пород другой структурно-формационной зоны — Южной зоны Сьерра-дель-Росарио, которая не имеет отношения к Северной миогеосинклинальной зоне Кубы и структурная принадлежность которой будет рассмотрена позже.

Среди структурных единиц Северной зоны Сьерра-дель-Росарио наиболее низкое положение занимает так называемая Осевая структурная единица [Моссаковский, Альбеар, 1978]. Она образована в нижней части слоистыми микритовыми известняками с аммонитами и аптихами верхнего оксфорда—валанжина, находящимися в частом переслаивании с калькаренидами и калькалотитами, а также с тонкими прослоями кремней и мергелистых сланцев (формация Артемиса, мощность 300—700 м). Выше разрез согласно надстраивает толща (формация Польер) перемежающихся карбонатных и терригенных турбидитов готерив-барремского возраста (300 м), которая, в свою очередь, перекрывается маломощной пачкой кремней и глинистых сланцев альб-сеноманского возраста (формация Буеновиста, 50 м).

Описанный относительно конденсированный разрез альб—сеномана несогласно перекрыт толщей карбонатных брекчий и грубозернистых калькаренидов маастрихтского возраста (формация Какарахикура, 100—450 м), переходящих вверх

по разрезу и частично по латерали в поликомпонентную олистострому формации Пика-Пика (Монакас), основная часть которой имеет палеоцен-эоценовый возраст.

Более высокое положение в Северной зоне Сьерра-дель-Росарио занимает структурная единица Киньёнес, тектонически перекрывающая структурную единицу Осевой зоны. В своей нижней части она образована толщей темных тонкослоистых биомикритовых аптиховых известняков с аммонитами готерив—баррема (формация Лукас, мощность около 200 м), которая согласно перекрывается толщей пестрого литологического состава, состоящей из пачек мергелистых и глинистых сланцев, кремней и микритовых известняков; верхняя часть этой толщи сложена известняками, кварцевыми алевролитами карбонатными брекчиями (формация Сьерра-Асуль, 600 м). Возраст толщи — барре—кампан, возможно, до маастрихта включительно. Венчается разрез структурной единицы Киньёнес палеоцен-эоценовой олистостромовой толщей с существенно карбонатным составом фрагментов.

Наконец, самое высокое положение в Северной зоне Сьерра-дель-Росарио занимает шарьяжная пластина Гуахайбон, образованная одноименной формацией массивных микритовых, детритовых и оолитовых мелководных известняков и доломитов с бентосными и планктонными фораминиферами, пеллциподами и кораллами и с характерными рудопроявлениями бокситов (600 м). Возраст этих пород определен в пределах альба—сеномана [Pszczolkowski, 1982], хотя другие исследователи [Моссаковский, Альбеар, 1978] их возрастную границу поднимают до маастрихта.

Зона Эсперанса выделяется в виде узкой полосы вдоль северного побережья Кубы в пределах провинции Пинар-дель-Рио. В составе миогеосинклинального комплекса, слагающего эту зону, выделяются две толщи. Нижняя — существенно турбидитовая, образованная часто перемежающимися тонкослоистыми терригенными турбидитами и пластами пелагических микритовых известняков, карбонатных турбидитов и смешанных турбидитов иногда с включениями кремней (формация Польер, она же Эсперанса, или Санта-Люсия, 1000—1200 м). Ее возраст принято считать верхнеюрско-нижнемеловым (валанжин—апт) [Лопес, 1984]. Верхняя толща, согласно залегающая на нижней, имеет альб-сеноманский возраст. Она представлена кремнями, радиоляритами, опоками, сланцами и песчаниками (формация Санта Тереза, или Панчита, 100—250 м).

Параметрическое бурение до глубины 5500 м [Лопес, 1984] показывает, что зона Эсперанса обладает ярко выраженным покровным строением. Шарьяжные перекрытия верхнеюрско-нижнемеловыми комплексами меловых пород, в том числе кампан-маастрихтских, установлены на глубинах 3 и 4 км в скважине Димас, на глубинах 2 и 5 км в скважине Сан-Рамон, на глубине 3 км в скважине Эсперанса-2.

Верхнеюрские и меловые отложения зон Северная Сьерра-дель-Росарио и Эсперанса по особенностям формационного состава, условиям их седиментации и стратиграфическому объему, а также по четко проявленному позднеальбско-кампанскому перерыву в осадконакоплении хорошо сопоставляются с зоной Пласетас Центрального сегмента Кубы, что обстоятельно показано А. Пшулковским [Pszczolkowski, 1982]. Исключением являются отложения структурной единицы Киньёнес и шарьяжной пластины Гуахайбон. Меловые отложения, их составляющие, по своим особенностям более близки к соответствующим комплексам зоны Ремедиос.

Структурно-формационная зона Байя-Онда, занимающая северо-восточную часть провинции Пинар-дель-Рио, является аналогом зон Главного офиолитового шва и Саса Центральной Кубы. Прямые геологические данные и результаты глубокого параметрического бурения (скважины Мариель и Мартин Меса) не оставляют никакого сомнения в аллохтонном положении этой зоны, породы которой тектонически перекрывают миогеосинклинальные образования Северной структурно-формационной зоны Сьерра-дель-Росарио.

В самом общем виде в составе зоны Байя-Онда можно выделить две крупные

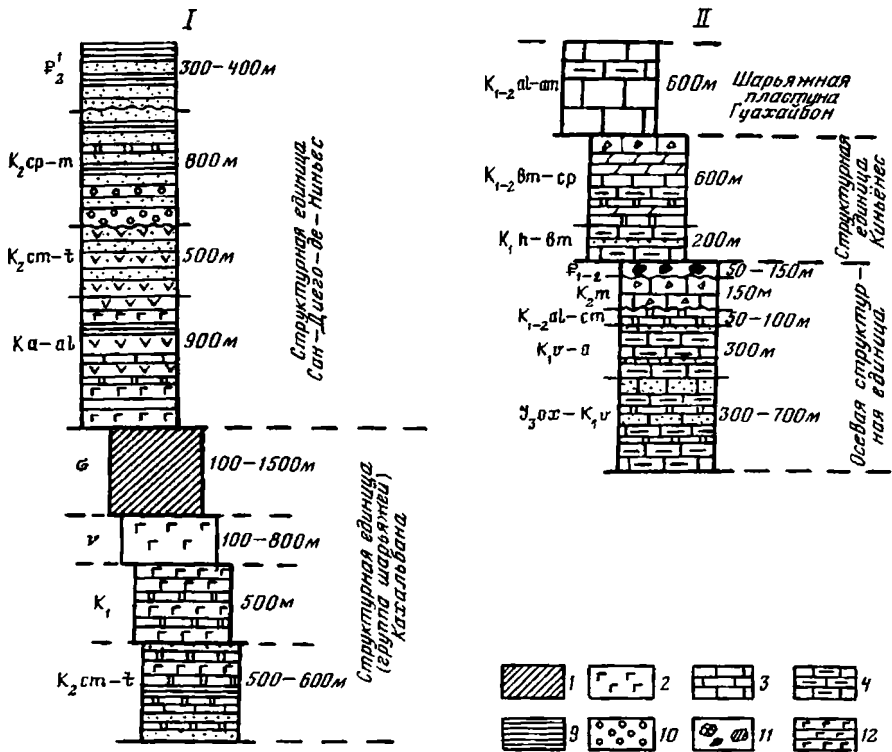


Рис. 6. Структурно-стратиграфические разрезы зон Западной Кубы

I—IV зоны: I Бая-Онда, II, III Сьерра-дель-Росарио (II Северная зона, III Южная зона), IV Сьерра-де-лос-Органос

1 ультрабазиты, в том числе серпентинитовый меланж; 2 габброиды; 3 — известняки детритовые, оолитовые; 4 пелагические микритовые известняки; 5 — карбонатные турбидиты, калькарениты,

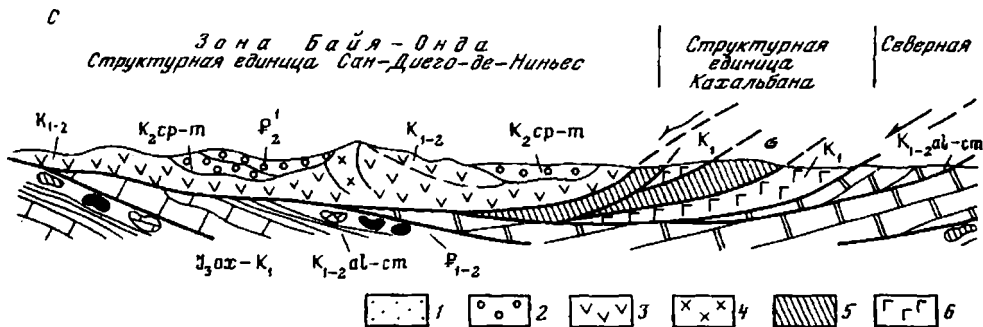
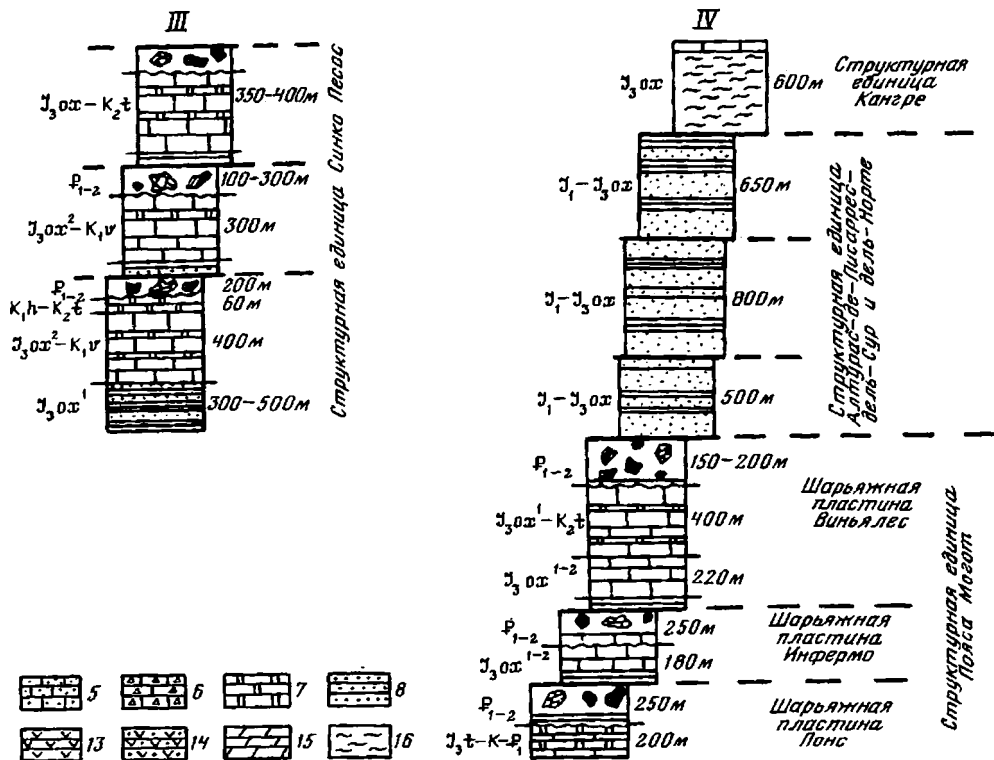


Рис. 7. Тектонический профиль через горную систему Сьерра-дель-Росарио и впадину Лос-Паласиос

1 позднекайнозойский осадочный чехол; 2—6 зона Бая-Онда: 2 позднемеловой—среднепалеогеновый молассовый комплекс (формации Виа-Бланка, Капдевила, а также Сан-Хуан и Мартинес во впадине Лос-Паласиос), 3 меловой вулканогенно-осадочный комплекс (формации Энкрусиада, Ороско), 4 позднемеловые интрузии диоритов и гранодиоритов, 5, 6 офиолитовый комплекс (5 — ультрабазиты, включая серпентинитовый меланж; 6 — нижнемеловые толеит-базальтовые серии); 7—9 —

покровно-шарьяжные структурные единицы: нижнюю Кахальбана и верхнюю Сан-Диего-де-Ниньес.

Структурная единица Кахальбана по наклоненному на север под углом 35—50° надвигу (вздыбленному шарьяжу) налегает на верхние структурные единицы Северной зоны Сьерра-дель-Росарио (Гуахайбон и Киньёнес). Эта единица характеризуется опрокинутой последовательностью напластований пород — от



калькалютиты; 6 — карбонатные брекчия; 7 — кремни и кремнисто-глинистые сланцы; 8 — песчаники; 9 — алевролиты и аргиллиты; 10 — конгломераты и гравелиты; 11 — олистростромы; 12 — базальтовые лавы и диабазы; 13 — андезитовые и андезито-базальтовые лавы; 14 — туфы и пирокластические породы андезитового состава; 15 — мергели и мергелистые сланцы; 16 — апотерригенные зеленые сланцы



северная зона Сьерра-дель-Росарио: 7 — палеоцен-среднеэоценовые олистростромы (формация Пика-Пика), 8 — меловые карбонатные формации тектонических пластин Гуахайбон и Киньенес (формации Лукас, Сьерра-Асуль, Гуахайбон), 9 — юрско-нижнемеловые формации Осевой структурной единицы (формации Артемиса, Польер, Буеновиста); 10 — южная зона Сьерра-дель-Росарио (формации Сан-Казано, Артемиса, верхняя юра—нижний мел); 11 — разломы, шарьяжи, надрывы; 12 — направление перемещения горных масс

молодых к древним, будучи расчлененной на ряд тектонических пластин второго порядка, наклоненных в северных румбах и разделенных линзами и полосами серпентинитового меланжа [Моссаковский, Альбеар, 1978].

Наиболее нижнее структурное положение в ней занимает тектоническая пластина, состоящая из перемежающихся слоев кремней, песчаников, алевролитов, кремнистых аргиллитов, известняков и вулканогенно-осадочных пород сеноман-

туронского возраста (формация Киньёнес, или Филисидад, 500—600 м). Она перекрывается тектонической пластиной из вулканических пород: афировых базальтов с шаровой отдельностью и агломератовых брекчий того же состава, содержащих подчиненные прослои известняков, кремнистых пород и туфов нижнемелового возраста (формация Суррапандилья, более 500 м). По химизму это типичная толеитовая ассоциация океанического типа [Фонсека и др., 1985].

Еще выше располагается существенно габбровая тектоническая пластина, образованная, по данным Е. Фонсека и В.Н. Зелепугина [Фонсека и др., 1985], полосчатыми и амфиболитизированными средне-мелкозернистыми габбро и габбро-диабазами невыдержанной мощности от 100 до 800 м.

Наиболее высокое структурное положение занимает пластина ультраосновных пород — гарцбургитов, а также лерцолитов, дунитов и пироксенитов серпентинизированных, местами превращенных в серпентинитовый меланж, прорванных комплексом диабазовых даек. Максимальная мощность этой пластины достигает 1,5 км в массиве Кахальбана [Фонсека и др., 1985], хотя обычно она не превышает несколько сот метров.

Структурная единица Сан-Диего-де-Ниньес, тектонически надвинутая с севера на структурную единицу Кахальбана, напротив, обладает нормальной последовательностью напластований пород — от древних к молодым. В ее основании располагается вулканогенно-осадочная толща (лавы и лавобрекчии базальтового и андезитового состава с горизонтами кремней, известняков, алевролитов и аргиллитов) апт-альбского возраста (формация Энкрусиада, до 900 м мощности), которая вверх по разрезу согласно сменяется толщей андезито-дацитовых туфов с горизонтами базальтовых лав, туфогенных песчаников и конгломератов, имеющая сеноман-туронский возраст (формация Ороско, 500 м).

Выше со стратиграфическим перерывом и угловым несогласием залегает комплекс молассовых отложений, образованный в нижней части вулканомиктовыми конгломератами, гравелитами, ритмично слоистыми песчаниками, алевролитами и кремнистыми туффитами кампан-маастрихтского яруса верхнего мела, а в верхней — нижнеэоценовыми флишоидными пачками алевролитов, песчаников и конгломератов формации Капдевила (300—400 м).

Структурная единица Сан-Диего-де-Ниньес образует смятую в дополнительные складки и разбитую поперечными разломами крупную синформу, крылья которой сложены меловыми вулканогенно-осадочными толщами, а ядерная часть — кампан-маастрихтскими и нижнеэоценовыми молассами.

Особенности формационного состава и стратиграфической последовательности отложений шарьяжных структурных единиц зоны Байя-Онда позволяют уверенно их сопоставить с соответствующими структурно-формационными зонами Центральной Кубы: структурную единицу Кахальбана с офиолитовыми аллохтонами зоны Главного офиолитового шва, а структурную единицу Сан-Диего-де-Ниньес — с зоной Саса.

Аналогичные по формационному составу меловых и палеогеновых отложений комплексы эвгеосинклинали типа, но уже в автохтонном положении, известны в юго-восточной части Западной Кубы, в районе впадины Лос-Паласиос, где они вскрыты глубоким бурением под мощным покровом палеогеновых, неогеновых и четвертичных отложений. Существующие геофизические материалы (магнитометрические, гравиметрические и сейсмологические) подтверждают факт широкого развития меловых вулканогенных образований и офиолитов в фундаменте впадины Лос-Паласиос.

Южная структурно-формационная зона Сьерра-дель-Росарио, как уже отмечалось выше, в основном приурочена к южному крылу антиформы этого же названия и лишь частично к ее ядру. Слагающие эту зону верхнеюрские, меловые и палеогеновые отложения распадаются на несколько (три-четыре) однотипно построенных тектонических пластин, наклоненных как в северных, так и в юж-

ных румбах. Нижняя часть каждой из пластин сложена песчано-сланцевыми пачками флишоидного типа видимой мощности в десятки—первые сотни метров. Их возраст — нижний оксфорд. Они относятся к верхней части формации Сан-Казтано, обособляемой иногда в формацию Кастельяно.

Выше разрез пластин надстраивается существенно карбонатными породами — слоистыми микритовыми известняками с прослоями сланцев и кремней, возраст которых по фауне определяется в интервале: верхняя юра, средний оксфорд — верхний мел, турон (формация Артемиса, 400 м). В некоторых местах верхняя часть этой толщи в связи с обогащением кремнистыми породами выделяется в самостоятельную формацию Санта-Тереза (готерив-туронского возраста).

Венчается разрез тектонических пластин поликомпонентной олистостромой палеоцен-среднеэоценового возраста. Вдоль контактов пластин развиты зоны серпентинитового меланжа, а в тектонических окнах в нижних тектонических пластинах (например, в районе Сороя), помимо олистостромы, иногда вскрываются вулканогенные породы основного состава. Это может указывать на то, что Южная зона Сьерра-дель-Росарио находится в аллохтонном положении и на глубине подстилается породами структурно-формационной зоны Саса, которые широко развиты южнее Главного Пинарского разлома, в фундаменте впадины Лос-Паласио.

По формационному типу пород и стратиграфическому объему мезозойских отложений (двучленный разрез с терригенными породами юры внизу и карбонатными породами мела, включая туронский ярус сверху) Южная зона Сьерра-дель-Росарио отличается от Северной зоны Сьерра-дель-Росарио и, напротив, сходна с зоной Сьерра-де-Лос-Органос, к характеристике которой мы переходим.

Зона Сьерра-де-Лос-Органос в пространственном отношении совпадает с одноименной горной системой Западной Кубы. От структурно-формационных зон Сьерра-дель-Росарио она отделена крупным взбросо-сдвигом северо-западного простирания. Лишь на севере наблюдается ее тектоническое налегание на юрско-меловые отложения зоны Эсперанса и западных ветвей Южной зоны Сьерра-дель-Росарио.

В структурном отношении зона Сьерра-де-Лос-Органос состоит из двух сопряженных тектонических структур первого порядка: антиформы пояса Могот и синформы Альтурас-де-Писаррес-дель-Норте, вытянутых в субширотном северо-восточном направлении. Они, в свою очередь, состоят из целого ряда перекрывающих друг друга шарьяжных пластин (рис. 8).

Шарьяжные пластины антиформы пояса Могот объединяются в одноименную структурную единицу. Другие структурные единицы образованы тектоническими пластинами, слагающими синформу Альтурас-де-Писаррес-дель-Норте и южную моноклираль Пинар-дель-Рио (структурные единицы Альтурас-де-Писаррес-дель-Сур и Кангрэ).

Структурная единица пояса Могот состоит, как минимум, из трех главных шарьяжных пластин, расположенных снизу вверх: Понс, Инфермо и Виньялес [Piotrowska, 1976].

Тектоническая пластина Понс образована толщей тонкослоистых микритовых известняков с частыми горизонтами кремней, видимой мощностью свыше 200 м (формация Понс). Ее возраст по микрофауне определяется в пределах от титонского яруса верхней юры до конца верхнего мела включительно. Выше с перерывом в основании залегают толща палеоцен-эоценовых пород, начинающаяся маломощной (50 м) пачкой пестроцветных микритовых известняков с планктонными фораминиферами нижнего палеоцена (формация Анкон) и перекрывающаяся 200-метровой толщей олистостромового строения (формация Пика-Пика).

Следует иметь в виду, что глубокое параметрическое бурение, ведущееся в настоящее время в пределах структурной единицы пояса Могот в долине Понс, показало (устное сообщение Г. Лопеса), что тектоническая пластина Понс на глу-



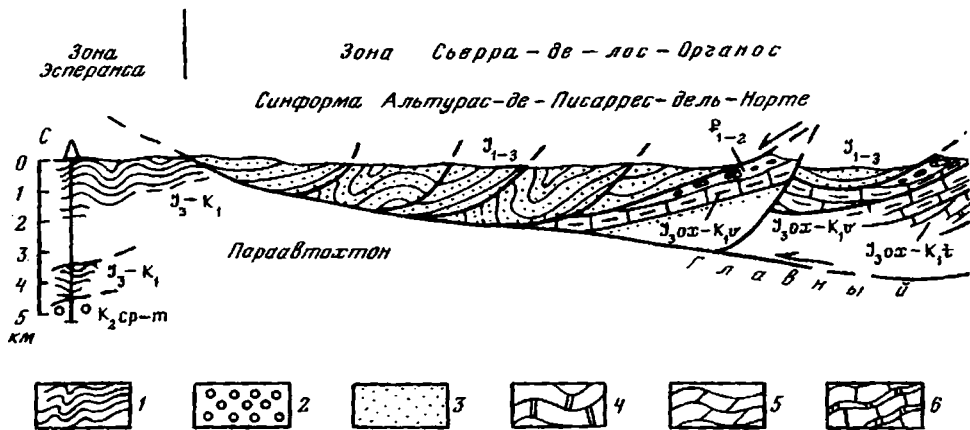


Рис. 8. Тектонический профиль через горную систему Сьерра-де-Лос-Органос

1 — зона Эсперанса (верхнеюрские и нижнемеловые формации Польер, Санта-Люсия, Санта-Тереза); 2, 3 — впадина Лос-Паласос: 2 — верхнемеловой—среднепалеогеновый молассовый комплекс (формации Сан-Хуан и Мартинес, Капдевила), 3 — позднекайнозойский осадочный чехол; 4—10 — зона Сьерра-де-Лос-Органос: 4 — верхнеюрские и меловые отложения пластины Понс (формация Понс), 5 — юрские отложения пластины Инфермо (формации Сан-Каэтано, Хагуа), 6 — юрские и меловые отложения пластины Виньялес (формации Сан-Каэтано, Хагуа, Гуасаса), 7 — юрские и нижнемеловые отложения

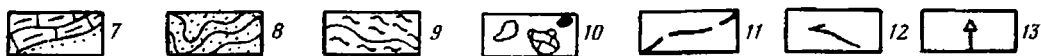
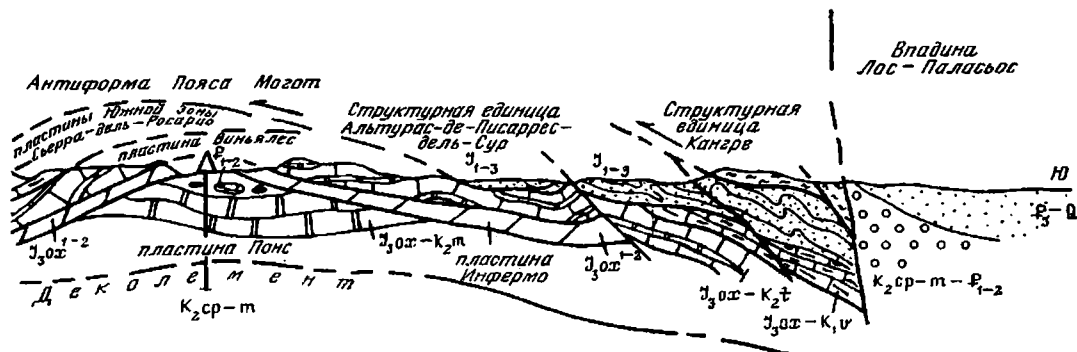
бине 2400 м тектонически перекрывает фаунистически охарактеризованные породы кампана—маастрихта, что однозначно свидетельствует об ее шарьяжной природе.

Вышележащая тектоническая пластина Инфермо состоит в нижней части из кварцевых песчаников и алевролитов формации Сан-Каэтано (нижняя—верхняя юра, видимая мощность первые десятки метров), в средней — из темных слоистых биомикритовых и раковинных известняков, переслаивающихся с глинистыми сланцами и мергелистыми известняками с аммонитами нижнего—среднего оксфорда (формация Хагуа, 160—200 м), и в верхней, отделенной перерывом от нижележащих, — из палеоцен-зоценовых микритовых известняков и олистостром формаций Анкон и Пика-Пика (см. рис. 6).

Наиболее верхняя тектоническая пластина Виньялес также начинается мало-мощными фрагментами формации Сан-Каэтано, которые надстраиваются вверх сланцево-известняковой формацией Хагуа (нижний—средний оксфорд), а затем толщей черных массивных либо слоистых известняков, доломитизированных известняков и доломитов с многочисленными тонкими кремнистыми прослоями (формация Гуасаса, 800 м). Возраст этой последней толщи определен в широком интервале времени: от верхней части оксфордского яруса верхней юры до туронского яруса верхнего мела. Венчается разрез пластины, так же как и пластин Понс и Инфермо, залегающими с перерывом палеоцен-зоценовыми отложениями формаций Анкон и Пика-Пика.

Стратиграфические разрезы юрских, меловых и палеогеновых отложений, свойственные тектоническим пластинам структурной единицы пояса Могот, как по своему геохронологическому объему, так и по литологическому составу (двучленный разрез с терригенными породами формации Сан-Каэтано юрского возраста внизу и меловыми карбонатными породами с включениями кремней до туронского яруса включительно вверх) близки к таковым Южной структурно-формационной зоны Сьерра-дель-Росарио, хотя породы последней отличаются более глубоководным характером условий накопления.

Структурные единицы Альтурас-де-Писаррес-дель-Норте и -дель-Сур в формационном отношении практически идентичны. Они сложены чередующимися темно-серыми кварцевыми песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами с редкими горизонтами гравелитов и еще более редкими прослоями известняков.



7 — тектонических пластин южной зоны Сьерра-дель-Росарио (формации Сан-Каэтано, Артемиса), 8 — юрские терригенные отложения структурных единиц Альтурас-де-Писсарес-дель-Сур и -дель-Норте (формация Сан-Каэтано), 9 — юрские апотерригенные зеленые сланцы и мраморы зоны Кангре, 10 — палеоцен-среднеэоценовые олистостромы (формация Пика-Пика) и палеоценовые микритовые известняки (формация Анкон); 11 — разломы, шарьяжи, надвиги; 12 — направление перемещения горных масс; 13 — глубокие параметрические скважины

В песчаниках много растительного детрита, встречаются растительные остатки ниже-среднеюрского возраста, а в известняках в верхах разреза — аммониты оксфордского яруса верхней юры. Породы неравномерно, участками, очень сильно деформированы. Мощность свыше 1500—2000 м. Эти породы слагают несколько тектонических пластин и шарьяжей, надвинутых друг на друга по пологим поверхностям. Породы структурных единиц Альтурас-де-Писсарес-дель-Норте и -дель-Сур тектонически перекрывают структурную единицу пояса Могот, а на севере также и тектонические пластины структурно-формационных зон Южная Сьерра-дель-Росарио и Эсперанса.

Наиболее высокое положение занимают породы структурной единицы Кангре, которая приурочена к самой южной части горной системы Сьерра-де-Лос-Органос, непосредственно вблизи Главного Пинарского разлома. Эта структурная единица образована метаморфическими породами зеленосланцевой фации — апотерригенными зелеными сланцами с небольшими горизонтами мраморов в верхней части. Общеизвестно [Piotrowski, 1976] рассматривать эти породы как метаморфические аналоги свит Сан-Каэтано и Хагуа, развитых непосредственно севернее, где их юрский возраст обоснован палеонтологически. Одновременно они сравниваются с юрскими и юрско-меловыми апотерригенными и карбонатными метаморфическими комплексами массива Эскамбрай в Центральной Кубе и о-ва Хувентуд [Сомин, Милян, 1981]. Такого рода корреляции терригенных и карбонатных формаций зоны Сьерра-де-Лос-Органос, массива Эскамбрай и о-ва Хувентуд очень распространены среди геологов, изучающих не только геологию Кубы, но и всего Карибского региона.

Из сказанного следует вывод о принадлежности юрских и меловых отложений структурно-формационных зон Сьерра-де-Лос-Органос и Южной — Сьерра-дель-Росарио, находящихся в современной структуре в аллохтонном, надвинутом положении, к наиболее южной тектонической суперзоне Кубы, включающей также юрские и меловые отложения массива Эскамбрай и о-ва Хувентуд.

Комплексная интерпретация сейсмических (МОВ со станцией "Земля" и КМПВ) и гравитационных [Щербакова и др., 1978; Бовенко и др., 1978, 1979; Буш, Щербакова, 1986; и др.] данных показала, что в Западной Кубе четко выделяются два блока земной коры, резко различающиеся по своим геофизическим свойствам.

В современной структуре они разделены Главным Пинарским разломом (см. рис. 14).

Земная кора Северного блока характеризуется четким трехчленным строением: она образована "базальтовым" слоем со скоростями продольных волн 6,4—7,2 км/с (до 15 км мощности), "гранитным" слоем со скоростями продольных волн 5,5—6,7 км/с (до 10 км мощности) и вышележащим осадочным слоем (10—12 км), который второстепенными сейсмическими разделами подразделяется на два-три горизонта (вероятные аллохтонные тектонические пластины) по 1—3 км каждый. Граница Конрада здесь выделяется довольно уверенно. Мощность земной коры достигает 30 км в пределах горной системы Сьерра-дель-Росарио и на востоке зоны Сьерра-де-Лос-Органос, уменьшаясь к югу и юго-западу до 20—22 км. По своему строению это типичная континентальная кора, хотя и несколько сокращенной мощности.

Южный блок, которому в современной структуре отвечают впадины Лос-Паласиос, Вегас, а также массив Батабано, напротив, характеризуется сокращенной мощностью земной коры, в целом не превышающей 20—22 км, отсутствием сколько-нибудь выраженной границы Конрада, вместо которой выделяется целый ряд (до шести) частных субгоризонтальных сейсмических разделов, которые мы считаем результатом тектонической расслоенности, и крайне незакономерным изменением сейсмических скоростей от 5,6 до 7,8 км/с. Зато четко проявлен сейсмический раздел с граничными скоростями 6,6—8,0 км/с, обычно трактуемый как кровля океанического меланократового фундамента. В целом земная кора Южного блока должна быть отнесена к переходному типу, ближе к субокеаническому, чем континентальному, как это считают некоторые исследователи [Бовенко и др., 1979].

Различия между Северным и Южным блоками Западной Кубы становятся еще более выразительными, если привлечь сейсмологические данные по верхней мантии. Материалы, полученные МОВ с аппаратурой станции "Земля" [Щербакова и др., 1977], позволили по затуханию поперечных волн выявить астеносферный слой и, следовательно, нижнюю границу литосферы. Определенная таким методом мощность литосферы, т.е. надастеносферного слоя мантии и земной коры, минимальна (20—25 км) к югу от Главного Пинарского разлома в Южном блоке и быстро возрастает в северном направлении — до 40—60 км в Северном блоке Западной Кубы и в Мексиканском заливе, до 100 км во впадине Галф-Кост и до 200—300 км в пределах Северо-Американского материка.

Все сказанное с несомненностью свидетельствует о принципиальных различиях в строении земной коры и мантии между Северной миогeosинклинальной суперзоной и остальными (Центральной, Южной и Юго-Восточной) суперзонами Кубы.

### ВОСТОЧНЫЙ СЕГМЕНТ

В Восточной Кубе с юга на север выделяются: миогeosинклинальная зона Ремедьос и эвгeosинклинальные зоны Аурас, Нипе-Кристалль-Баракоа и Сьерра-Маэстра, иногда обозначаемая как зона Кайман [Contribution..., 1983].

Зона Ремедьос, являющаяся восточным фрагментом Северной миогeosинклинальной суперзоны Кубы, сложена карбонатными отложениями. В основании разреза располагается формация Гибара, представленная белыми и светло-серыми стратифицированными кристаллическими органогенными известняками с прослоями скрытокристаллических и массивных известняков и известковистых мергелей и кремнистых конкреций. Для карбонатного разреза в целом характерно отсутствие вулканогенного и терригенного материала. Устанавливаются пелагические и неритовые фации. Последние сосредоточены в основном на юге зоны. Внутри карбонатного разреза отмечается слабое угловое несогласие, вероятно, предтуронского времени. Возраст формации Гибара альб—ранний маастрихт. Види-

мая мощность 700—800 м, а суммарная оценивается в 6 км. Вышележащая формация Хобаль представлена доломитами, доломитовыми известняками (неритовая фация) с фауной позднего кампана—раннего маастрихта, что свидетельствует о частичном латеральном переходе между формациями Гибара и Хобаль. Мощность 70—100 м.

Карбонатные отложения свит Гибара и Хобаль несогласно перекрываются однообразными брекчиями формации Ембаркадеро. Брекчии состоят из обломков разнообразных известняков, доломитов и кремней зоны Ремедьос, сцементированных карбонатным материалом. Они рассматриваются в качестве синорогенных брекчий, развитых вдоль южного края зоны Ремедьос. По своему стратиграфическому положению формация Ембаркадеро относится к верхнему маастрихту—нижнему палеоцену.

С юга на зону Ремедьос надвинуты эвгеосинклинальные серии зоны Аурас (рис. 9, 10). Здесь обнажаются ультрабазиты, габброиды, вулканогенно-осадочная формация Иберия, терригенные нередко флишоидные отложения формации Ла-Хикима, хаотические образования формаций Ягуахай и Аतिकос, полосы меланжа, в последние годы обстоятельно изученные венгерскими геологами П. Якушом и И. Аидо, любезно познакомившими нас со своим материалом. В зоне Аурас, имеющей покровно-чешуйчатое строение, выделяются по крайней мере три самостоятельных аллохтонных комплекса (или структурные единицы).

Нижний включает систему чешуй, подробно описанных М. Козари [Kozari, 1968] и сложенных вулканогенно-осадочными образованиями формации Иберия, олистостромовой толщей Ягуахай, серпентинизированными ультрабазитами, нередко превращенными в меланж. Средний аллохтонный комплекс образован мощной пластиной ультрабазитов в различной степени серпентинизированных и тектонизированных. Ультрабазиты перекрываются массивами известняков Тинахита, отчетливо выраженных в рельефе в виде квест. Верхняя структурная единица, занимающая южную часть зоны Аурас, сложена в основании серпентинитами с телами габбро-диабазов и пород кумулятивного комплекса ультраосновного и основного состава, которые тектонически перекрываются терригенной толщей Ла-Хикима, постепенно надстраиваемой олистостромовой толщей Аतिकос.

Формация Иберия сложена в основном пирокластическими образованиями (туфами, агломератами) основного и среднего состава с горизонтами андезитов, андезито-базальтов, базальтов и дайками диабазов. В подчиненном количестве встречаются вулканомиктовые и туфогенные песчаники, конгломераты и известняки. Известняки содержат микрофауну альбского, сеноманского и туронского ярусов. В составе свиты выделяются [Contribucion..., 1983] карбонатная ассоциация Ла-Морена (альб—турон), пелагические известняки Линдеро (кампан—маастрихт) и мелководные органогенно-обломочные и оолитовые известняки Тинахита (кампан—маастрихт), а также терригенная ассоциация Ла-Хикима. Принадлежность двух последних к свите Иберия вызывает у нас сомнение. Так, в карьере, вблизи Агуас Кладас (к западу от шоссе Ольгин—Гибара), наблюдается стратиграфический контакт известняков Тинахита и серпентинизированных ультрабазитов. Известняки залегают на неровной поверхности рассланцованных гипербазитов. В одних местах известняки лежат прямо на серпентинитах, а в других — через базальные слои серпентинитовых песчаников, алевролитов с линзами известняков. Мощность базальных слоев не превышает нескольких метров. В обломках встречаются силицитизированные и другие продукты коры выветривания серпентинитов. Вдоль контакта много послонных срывов, затушевывающих первичные стратиграфические взаимоотношения. Часто контакты известняков и гипербазитов тектонические, и нередко известняки оказываются закатанными в серпентиниты в результате позднейших тектонических подвижек и протрузивных процессов [Книппер, 1975].

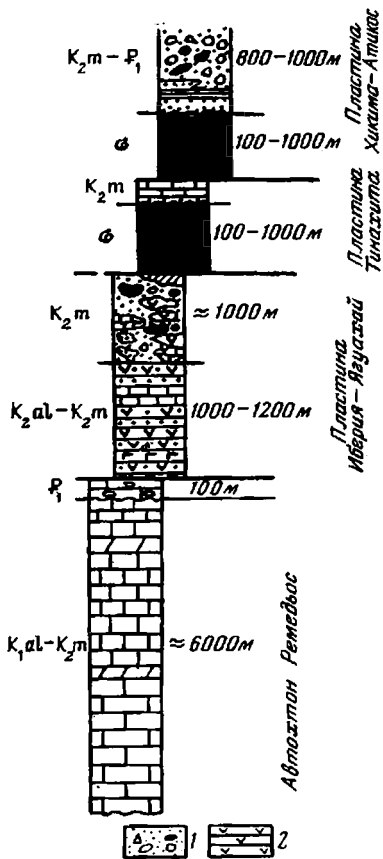


Рис. 9. Структурные стратиграфические разрезы зоны Аура Восточной Кубы

1 — полимиктовая олистострома с песчанистой матрицей и глыбами ультрабазитов, известняков, эффузивов и песчаников; 2 — туфы среднего состава и туфопесчаники. Остальные условные обозначения см. на рис. 2

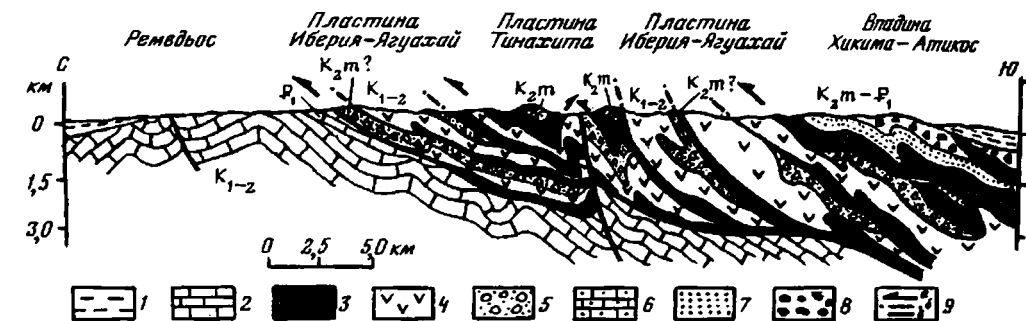


Рис. 10. Тектонический профиль через зоны Ремедьос и Аура

1 — неоавдотон; 2 — зона Ремедьос; 3 — гипербазиты; 4 — вулканогенно-осадочная формация Иберия; 5 — меланж Ягуахай; 6 — известняки Тинахита; 7 — формация Ла-Хикима; 8 — олистостромы Атикос; 9 — тектонические нарушения: а — надвиги, б — чешуи, в — взбросы

Ассоциация верхнемеловых известняков Тинахита и ультрабазитов свойственна только среднему аллохтонному комплексу и, следовательно, структурно разобщена с формацией Иберия, основные поля развития которой приурочены к нижнему аллохтонному комплексу. Точно также структурно разобщена с формацией Иберия и терригенная ассоциация Ла-Хикима, участвующая в строении тектонических пластин верхней структурной единицы. Терригенные породы формации Ла-Хикима располагаются структурно выше ультрабазитовой пластины. Они представлены главным образом вулканомиктовыми песчаниками с пачками флишoidного переслаивания песчано-алевролитовых пород. Мощность формации 300 м и более, а возраст кампан-маастрихтский, т.е. тот же, что и верхней части формации Иберия и известняков Тинахита.

Все это указывает на существование в поздне меловое время в зоне Аурас чрезвычайно разнообразных структурно-фациальных обстановок, обусловивших в одних местах накопление мелководных известняков Тинахита непосредственно на высокоподнятых выступах меланократового фундамента, а в других — формирование на том же ультрабазитовом основании океанических или островодужных вулканогенно-осадочных серий (формации Иберия) или терригенных флишеидных серий окраинно-морского типа (формации Ла-Хикима).

В составе аллохтонных комплексов зоны Аурас и отдельных тектонических пластин, их составляющих, широкое развитие получили хаотические комплексы — меланж и олистостромы.

Меланж Ягуахай представляет собой хаотические образования, состоящие из блоков (1—20 м) серпентинитов, габбро, габбро-диабазов, диабазов, вулканитов свиты Иберия и известняков типа Линдеро и Тинахита. Выходы Ягуахай располагаются вдоль контакта пород формации Иберия и серпентинитов, причем мощность изменяется от нескольких метров до 1 км. Толща сильно тектонизирована, что послужило основанием для отнесения ее к меланжу. Однако в некоторых местах удалось видеть терригенный матрикс, в котором вокруг отдельных глыб сохранились шлейфы осадочных брекчий. Это позволяет рассматривать Ягуахай как тектонизированную олистострому. Учитывая ее положение в чешуйчатой структуре между породами формации Иберия и серпентинитами, можно полагать, что олистостромовые образования надстраивают разрез свиты Иберия и тектонически перекрываются серпентинитами. Вероятный возраст хаотических образований маастрихт—палеоцен.

Формация Аतिकос также представлена хаотическими образованиями, в которых существенную роль играют осадочные брекчии, конгломерато-брекчии, плохо сортированные, слабо стратифицированные. Среди обломков преобладают диабазы, габбро-диабазы, микрогаббро, долериты, серпентиниты. Брекчии по составу представляются монолитическими, однако обломки магматических пород различаются по своим структурным и текстурным особенностям. Реже встречаются брекчии, содержащие также обломки вулканогенных пород, яшмоидов. Преобладающий размер обломков 1—10 см, но есть и более грубые обломки, глыбы и крупные олистолиты диабазов, габбро-диабазов, серпентинитов и серпентинитовых брекчий. В разрезах, содержащих прослой, линзы песчаников, туфов, известковистых пород, отчетливо видна стратификация. Формация Аतिकос по своему стратиграфическому положению относится к нижнему палеоцену.

Автохтонные и аллохтонные комплексы пород зон Ремедьос и Аурас трансгрессивно перекрываются породами свиты Вигия (песчаники, известняки, мергели с прослоями кислых туфов) позднепалеоценового—среднеэоценового возраста. Свита Вигия играет роль неавтохтона, но надо подчеркнуть, что состав обломочного материала пород свиты в зонах Ремедьос и Аурас различается, отражая состав пород фундамента. Подобное дифференцированное распределение обломочного материала трудно себе представить без допущения возможности тектонического сближения комплексов пород зон Ремедьос и Аурас, произошедшего уже после отложения свиты Вигия.

Зона Нипе-Кристалль-Баракоа имеет особенно сложное строение. В ее пределах выделяется ряд крупных аллохтонных и параавтохтонных комплексов, сложенных меловыми вулканогенно-осадочными сериями и офиолитовой ассоциацией, в том числе крупнейшими на Кубе массивами ультраосновных пород и габброидов [Адамович, 1967; Адамович, Чехович, 1964; Чехович, 1966].

В структурном отношении эта зона представляет собой огромную антиформу, слабо покоробленную, субширотного простирания. Ядро антиформы сложено вулканогенно-осадочной серией нижнего—верхнего мела, которая может рассматриваться в качестве параавтохтона или даже автохтона, а крылья — массивами ультраосновных пород, габброидов и метаморфических образований.

Меловая вулканогенно-осадочная серия зоны Нипе-Кристалль-Баракоа сложена андезитами, базальтами, дацитами, стратифицированными туфами, туффитами, туфосилицитами с горизонтами диабазов, агломератов, конгломератов и мало-мощными прослоями известняков [Contribucion..., 1983].

В зависимости от присутствия вулканитов кислого состава и степени метаморфизма пород в рассматриваемой вулканогенно-осадочной серии выделяется целый ряд формаций. Ее разрезы, развитые к северо-востоку от ультрабазитового массива Сьерра-де-Кристалль и содержащие вулканиты кислого состава, объединяются в формацию Букуэй альб-туронского возраста. Основные и средние вулканиты и подчиненные им осадочные породы альба—сенона, распространенные юго-восточнее того же ультрабазитового массива, получили название формации Санто-Доминго [Iturralde-Vinent, 1976]. Метаморфизованные аналоги этих вулканогенно-осадочных пород, находящиеся к югу от массива ультраосновных пород Моа-Баракоа, объединены в формацию Ла-Фарола или Сьерра-де-Пуриаль (нижний мел—верхний мел до кампана включительно). Датируется вулканогенно-осадочная серия по единичным находкам фауны, в том числе и в метаморфических породах [Сомин, Мильян, 1981]. Ее мощность (неполная) оценивается в 2000 м.

Описанный меловой параавтохтонный комплекс тектонически перекрывается аллохтонными массивами ультраосновных пород — Моа-Баракоа на востоке и Сьерра-де-Кристалль на западе, а также стратиграфически в районе Сагуа-де-Танамо (вместе с ультраосновными породами массива Моа-Баракоа) — терригенной серией (формации Пикота и Микара) маастрихт-палеоценового возраста (рис. 11).

В основании маастрихт-палеоценовой терригенной серии развиты мощные, часто пестроцветные плохо сортированные конгломераты и конглобрекчии базального типа. Они состоят из обломков пород подстилающего вулканогенно-осадочного комплекса, а также габбро, серпентинитов, диоритов и известняков. Состав галек конгломератов четко изменяется в зависимости от подстилающих отложений. Так, вдоль западного края ультрабазит-габбрового массива Моа в базальных слоях преобладают обломки пород массива, хотя общий спектр обломков по-прежнему остается полимиктовым. Такие базальные слои обычно выделяются под названием формации (правильнее фации) Ла-Пикота, хотя некоторые исследователи [Cobiella, 1978] это название используют и для хаотических олистостромовых образований, развитых в этом же терригенном комплексе.

Вышележащая часть терригенной серии имеет флишоидный песчано-алевролитовый состав, но, кроме того, содержит многочисленные горизонты подводно-оползневых образований (олистостром) и характерные пачки туфогенных турбидитов. Она чаще всего выделяется под названием формации Микара [Contribucion..., 1983]. Среди олистостромовых образований встречаются эндоолистостромы, состоящие из продуктов подводного оползания терригенных пород формации Микара, и экзоолистостромы, имеющие существенно серпентинитовый и габбро-диабазовый состав олистолитов (рис. 12). Характерные голубовато-серые пачки туфогенных турбидитов почти нацело состоят из обломков серпентинизированных пород и часто характеризуются градационной слоистостью. С ними бывают связаны прослой туфов и линзы вулканогенного материала ультраосновного состава. В западном направлении в сторону аллохтонного массива ультраосновных пород Сьерра-Кристалль количество и мощность пачек турбидитов и экзоолистостромов резко возрастает и появляются тесно связанные с ними горизонты и линзы лавобрекчий ультраосновного состава. У восточного края массива Сьерра-Кристалль они постепенно замещают фоновые терригенные отложения свиты Микара и "прослаиваются" мощными телами ультраосновных пород.



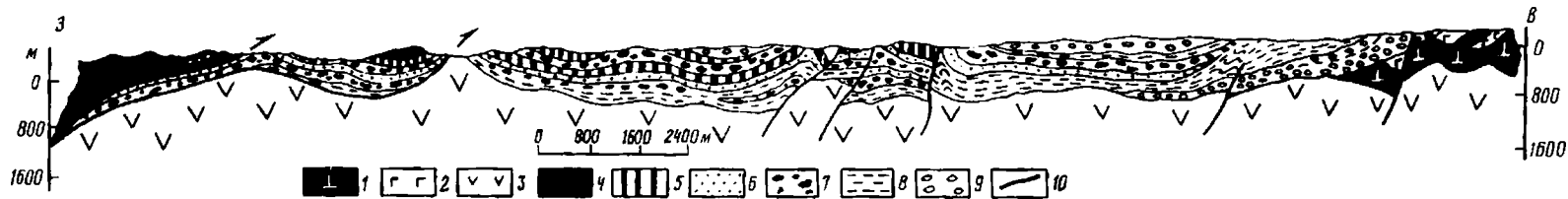


Рис. 11. Схематический геологический профиль через Сьерра-Кристал—Сагуа-де-Танамо—Моа

1 — гипербазиты массива Моа; 2 — габброиды; 3 — вулканогенно-осадочные образования формации Букуэй (мел, альб—турон); 4 — ультрабазиты массива Сьерра-де-Кристал; 5—9 — породы маастрихт-палеоцена: 5 — лавобрекчии, туфобрекчии и туфы ультраосновного состава, 6 — туфогенные турбидиты, 7 — олистостромы, 8 — флишоидные пачки формации Микара, 9 — конгломераты; 10 — тектонические нарушения

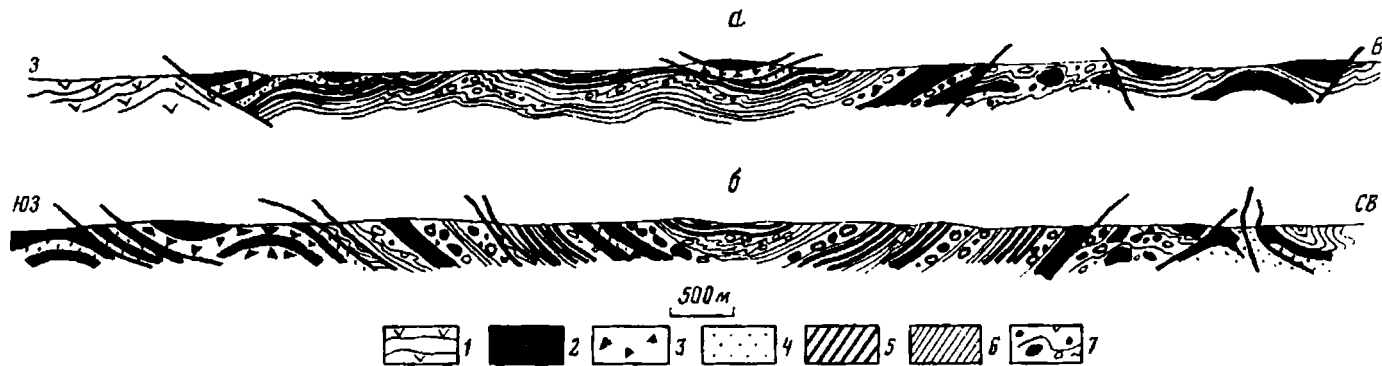


Рис. 12. Профили через зону выклинивания ультраосновных туфов и брекчированных ультрабазитов во флищевых образованиях формации Микара — зарисовки коренных обнажений в выемках старой дороги Сагуа-де-Танамо—Маяри (а) и шоссе Сагуа-де-Танамо—Гуантанамо (б)

1 — альб-туронские вулканиты формации Букуэй; 2 — ультрабазиты с полигональной и шаровой отдельностью; 3, 4 — туфобрекчии (3) и туфы (4) ультраосновного состава; 5—7 — породы маастрихт-палеоцена: 5 — туфотурбидиты, 6 — флиш формации Микара, 7 — олистостромы с ультрабазитовым составом олистолитов

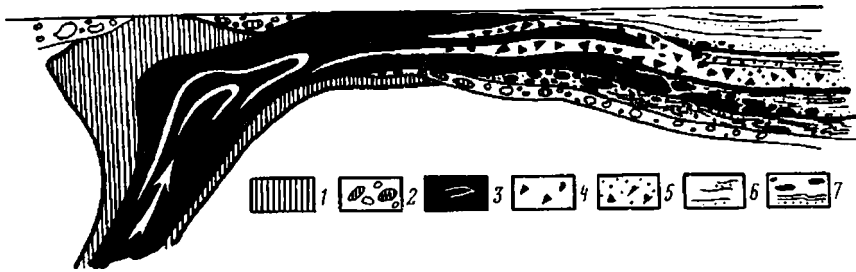


Рис. 13. Схематическая зарисовка мантийного диапира Нипе-Кристалль

1 — ультрабазиты массива Пинарес-де-Маяри; 2 — кампан-маастрихтские конгломераты формации Ла-Пикота; 3—7 — ультрабазит-флишевая ассоциация Кристалль-Микара: 3 — плутонические ультрабазиты массива, 4 — туфобрекчи, 5 — туфы и туфотурбидиты, 6 — маастрихт-палеоценовые флишевые образования формации Микара, 7 — оползневые горизонты (олиостроммы)

Аллохтонные массивы ультраосновных пород — Сьерра-Кристалль и Моа-Баракоа некоторые исследователи [Павлов и др., 1973] рассматривают в виде единого лакколитоподобного интрузивного тела, а имеющиеся различия в их строении объясняют разным эрозионным срезом.

В массиве Моа-Баракоа, аллохтонная природа которого не вызывает сомнений, преобладают гарцбургиты, дуниты, верлиты, лерцолиты, плагноклазовые лерцолиты, пироксениты и троктолит-габбровая ассоциация (т.е. породы относительно "кислого" ряда) и развиты хромитовые руды высокоглиноземистого типа.

Ультраосновные и основные плутонические породы образуют верхнюю тектоническую пластину. Нижняя тектоническая пластина, разрез которой вскрывается по рекам Кивихан и Хохо, сложена по данным А.Л. Книппера [1975] и Х. Оро и Е. Фонсеки (устн. сообщ.) толеитовыми шаровыми базальтами и кремнистыми породами условно мелового возраста мощностью в несколько сот метров. Состав и последовательность пород, слагающих эти две главные тектонические пластины, составляющие массив Моа-Баракоа, весьма напоминают перевернутый разрез позднемезозойской офиолитовой ассоциации, включая меланократовый фундамент и океанический чехол. Массив тектонически перекрывает метаморфизованные вулканогенно-осадочные образования формации Ла-Фарола и, в свою очередь, трансгрессивно перекрыт маастрихт-палеоценовой формацией Микара, что определяет домаастрихтское время становления шарьяжа [Книппер, 1975].

Сложнее обстоит дело с массивом Сьерра-де-Кристалль, в котором нет пород, характерных для верхней части офиолитовой ассоциации. Он сложен гарцбургитами, дунит-гарцбургитовым полосчатым комплексом, а также рудами с высокохромистым хромшпинелидом. Здесь нет габбро-диабазов, о которых пишут некоторые авторы [Фонсека и др., 1985]. Аллохтонная природа четко выражена только в восточной части массива, тогда как в его западной части, судя по геофизическим данным, можно предполагать глубокий корень (или подводящий канал, как считают Н.В. Павлов и его соавторы [1973], придерживающиеся точки зрения об интрузивной природе ультрабазитовых массивов). Действительно, интенсивные положительные гравитационные аномалии, достигающие 150—180 мгл [Soloviev O., Skidan S., Skidan I. et al., 1964], свидетельствуют о значительной мощности гипербазитов в западной части массива и о его продолжении под впадинами Кауго—Нипе. Мощность ультрабазитов по разным расчетам оценивается в 4—12 км на фоне резко сокращенной мощности коры в этой части Восточной Кубы до 14—16 км. Все это позволяет предполагать существование мантийного диапира в основании западной части массива Сьерра-де-Кристалль (рис. 13). Становление пород массива Сьерра-де-Кристалль не было одновременным. Юго-западная часть массива (Пинарес-де-Маяри) имеет докампанский возраст, так как здесь ультрабазиты с размывом перекрываются кампан-маастрихтскими кон-

гломератами Ла-Пикота. Однако в восточной части массива наряду с докампанскими породами, видимо, развита и более молодая маастрихт-палеоценовая вулканоплутоническая ассоциация ультраосновного состава, о чем свидетельствуют сингенетичные горизонты ультраосновных лавобрекчий и туфов в прилегающих к массиву частях формации Микара, и, следовательно, аллохтонное положение этой части массива вызвано более молодыми средне-позднеэоценовыми тектоническими подвижками.

Таким образом, имеются все основания полагать, что процесс становления шарьяжей в пределах зоны Нипе-Кристалль-Баракоа был многоактным и достаточно длительным, охватывая интервал времени от кампанского века позднего мела до среднего эоцена включительно.

В Восточной Кубе не выделяется самостоятельная зона мезозойских метаморфических пород, подобная зоне, которая распространена на юге Центрального сегмента Кубы. Однако метаморфические комплексы здесь развиты, но в форме разрозненных выходов, обнажаясь в тектонических окнах или образуя тектонические пластины среди ультрабазитов и меловых вулканогенно-осадочных серий. К ним относятся серии Асунсьон и Гуира-де-Хауко, а также формация Ла-Кореа.

Наиболее метаморфизованные комплексы известны на крайнем востоке Кубы в горах Сьерра-дель-Пуриаль. Здесь в тектоническом окне из-под позднемеловой зеленокаменно измененной вулканогенно-осадочной формации Пуриаль вскрываются в следующей последовательности с запада на восток: метаморфизованные офиолиты, серия Гуира-де-Хауко и серии Асунсьон [Сомин, Мильян, 1981]. Офиолиты представлены серпентинитами, диабазами, микрогаббро и blastsмилонитами, содержащими минеральные ассоциации высоких давлений [Boiteau et al., 1972]. Серия Гуира-де-Хауко сложена амфиболитами и плагиогнейсами с телами горнблендитов, габбро-амфиболитов, серпентинизированных гарцбургитов и прослоями метасилицитов. Амфиболиты Гуира-де-Хауко М.Л. Соминым и Г. Мильяном сравниваются с амфиболитами Мабухина в Центральной Кубе, но радиологический возраст их здесь, несомненно, мезозойский ( $73,2 \pm 8$ ;  $75,4 \pm 3,4$ ; 65 млн лет; К-Аг метод), чего нельзя сказать об амфиболитах Мабухина [Сомин и др., 1985].

Офиолиты и амфиболиты Гуира-де-Хауко надвинуты на метаморфизованную серию Асунсьон, которая подразделяется на две формации [Сомин, Мильян, 1981]: Сьерра-Верде на западе и Чафарина на востоке. Первая сложена серицитовыми сланцами, филлитами с прослоями метасилицитов, кристаллических известняков и зеленокаменно измененных туфов основного и среднего состава и телами диабазов и базальтов. В известняках встречены кальпионеллы, наннаконус и перекристаллизованные радиолярии, которые позволяют датировать эту формацию титонном—ранним мелом. Формация Чафарина состоит из кальцитовых и доломитовых мраморов с графитсодержащими, слюдистыми и битуминозными разностями и прослоями метакремней. Найденная микрофауна свидетельствует, скорее всего, о ее позднеюрском возрасте.

Учитывая такие определения возраста формаций серии Асунсьон, понятны затруднения, возникающие при прямых корреляциях этих метаморфических толщ со сходными по составу метаморфическими (и неметаморфическими) формациями Центральной и тем более Западной Кубы.

Другой крупный выход метаморфических пород — это формация Ла-Кореа, известная в юго-восточной части ультрабазитового массива Сьерра-де-Кристалль, где они либо слагают самостоятельную тектоническую пластину, либо "включены" в основание массива. Формация Ла-Кореа представлена амфиболитами, кварцитами, гальк-серпентинитовыми, графитовыми, серицитовыми, мусковитовыми и глаукофансодержащими сланцами. Часть метаморфических пород образовалась по вулканитам основного и среднего состава в условиях высоких давлений и температур, другие — по кремнистым, глинисто-кремнистым и тер-

ригенным породам [Сомин, Мильян, 1981]. По существу, блок метаморфических пород Ла-Кореа представляет собой тектоническую брекчию из пород разного генезиса, которые деформированы и смяты в сложные складки нескольких генераций. Радиологический возраст сланцев (К-Аг метод) определен в  $79 \pm 32$  млн лет, по мусковиту из сланцев — в  $72 \pm 28$  млн лет [Сомин, Мильян, 1981].

Зона Сьерра-Маэстра занимает совершенно особое положение в общей структуре Кубы, поскольку она выделяется только в южной части Восточной Кубы и не имеет себе аналогов в остальных ее частях. Ее продолжение намечается в подводном хребте Кайман и в северной части подводного Никарагуанского поднятия. В пределах Кубы эта зона имеет резко наложенный характер, поскольку наиболее типичные для нее ранне-среднепалеогеновые вулканогенно-осадочные формации несогласно налегают на разнотипные мезозойские формации как в пределах самой зоны Сьерра-Маэстра, так и на краях зоны Нипе-Кристалль-Баракоа и даже на южном крае зоны Аурас.

Важнейшим членом формационного разреза зоны Сьерра-Маэстра является палеоцен-среднеэоценовая формация Эль-Кобре, сложенная андезитами, агломератами, гиалокластитами, туфами и туффитами среднего состава, а также андезито-базальтами. В подчиненном количестве развиты андезито-дациты, риолиты и прослойки туфогенных известняков. Формация Эль-Кобре отличается очень сильной латеральной изменчивостью — вулканогенные и вулканогенно-обломочные фации по простиранию, особенно в верхней половине формации, во многих местах замещаются существенно обломочными вулканомиктовыми породами: известковистыми туффитами, псаммитами турбидитового типа и известняками с примесью вулканического материала (ассоциация Пилон). В других местах большое развитие получают кислые туфы, агломераты, игнимбриты (ассоциация Хонгосомонго). Микрофауна из пород формация Эль-Кобре свидетельствует о широком возрастном интервале — от позднего мела до среднего эоцена. Учитывая, что меловая микрофауна является переотложенной, формацию Эль-Кобре датируют палеоценом—средним эоценом, хотя возможно, что возраст ее низов позднемеловой. Породы формации, особенно там, где преобладают осадочные породы, очень сильно дислоцированы, вплоть до образования опрокинутых и лежащих складок. В целом это типичная вулканоплутоническая ассоциация с широким развитием субвулканических тел диабазов, диорит-порфиоров, гранит-порфиоров, сиенит-порфиоров и полнокристаллических интрузивных массивов кварцевых диоритов, тоналитов и плагиогранитов и монцонитов. Мощность формации 800—1000 м.

В северном направлении, на краю зоны Нипе-Кристалль-Баракоа, формация Эль-Кобре замещается одновозрастными формациями Гран-Тиера (палеоцен) и Миранда (палеоцен—средний эоцен), представленными грубообломочными конгломератовыми фациями, кислыми туфами и туффитами, тефрогенными известняками, мергелями и единичными телами андезитов и андезито-дацитов. Мощность их сокращена по сравнению с формацией Эль-Кобре и не превышает 200—300 м.

Еще севернее, на южном краю зоны Аурас, развит еще более далекий возрастной аналог формации Эль-Кобре — формация Вигия, образованная продуктами далекого разноса туфового материала из области активного островодужного вулканизма в зоне Сьерра-Маэстра, — тонкозернистыми туфами и туффитами кислого состава, мергелями и известняками с примесью туфогенного материала.

Верхняя часть разреза зоны Сьерра-Маэстра представлена сначала трансгрессивно залегающими маломощными (50, максимум 200 м) горизонтами органогенных и органогенно-обломочных известняков средней части среднего эоцена (формация Чарко-Ретондо и Пуэрто-Бониато), а затем туфогенно-молассовой толщей среднего—верхнего эоцена (формации Сан-Луис, Сагуа и их аналоги), мощностью свыше 700 м.

Время основных деформаций в пределах зоны Сьерра-Маэстра, в том числе и шарьяжеобразования, особенно сильно проявленного в южной части зоны, — средний—поздний эоцен, что в совокупности с палеоцен-раннеэоценовыми, маастрихтскими и кампанскими деформациями в подстилающих комплексах зон Нипе-Кристалль-Баракоа и Аурас свидетельствует о длительном периоде сильной тектонической активности на юге Восточной Кубы, проявленной в многократных фазах тектонического скупивания горных масс, вулканизма и в перманентном существовании здесь островодужных условий.

Анализ геологических и геофизических материалов позволяет выделить в Восточном сегменте Кубы три крупных блока, различающихся типом и мощностью земной коры и тектонической структурой (рис. 14).

Северный блок характеризуется мощной корой континентального типа, что находит отражение в типе гравитационных аномалий. В его поверхностной части выделяется Северная миогеосинклинальная суперзона с надвинутыми на нее с юга аллохтонами зоны Аурас. Аллохтоны представляют собой систему тектонических пластин и чешуй, сложенных разнородными и первично пространственно разобщенными формационными комплексами. При этом нижняя аллохтонная пластина дополнительно осложнена системой чешуй аккреционного типа. Автохтонные миогеосинклинальные карбонатные серии зоны Ремедиос в непосредственной близости с аллохтонами нарушены системой взбросов как следствие реакции автохтона на сжимающие усилия.

Центральный блок имеет аномально утоненную (14—18 км) кору субокеанического типа, что отражается в интенсивных положительных гравитационных аномалиях. Здесь развиты плотные массы ультраосновных пород, внедрившихся в верхнюю часть земной коры из мантии. Смещение выходов (массивов) ультраосновных пород и соответствующих им гравитационных максимумов относительно зоны минимальных значений мощности земной коры по сейсмическим данным [Бовенко и др., 1980, 1981; Буш, Щербакова, 1986], скорее всего, свидетельствует о том, что основное тело мантийного диапира имеет наклон к северо-западу (см. рис. 13). Как уже было отмечено выше, внедрение диапира было многоактным на протяжении позднего мела и палеогена. С этапами внедрения мантийного диапира хорошо согласуются периоды формирования шарьяжей и сопутствующих им олистостромов как в северном, так и в южном блоке. Это связано с общей дивергентной структурой Восточной Кубы, обусловленной выжиманием ультрабазитовых тектонических пластин из области Центрального блока и на север и на юг. Для Центрального блока в его поверхностной части типична ярко выраженная покровная структура с целым рядом крупнейших аллохтонных тектонических пластин, главную роль в строении которых играют массивы ультраосновных пород.

Южный блок характеризуется субконтинентальной корой переходного типа, особенно полно представленной в зоне Сьерра-Маэстра, с хорошо выраженным "базальтовым" и маломощным "гранитным" слоями. Мощность коры постепенно нарастает к югу к хребту Сьерра-Маэстра главным образом за счет увеличения "базальтового" слоя, а затем к югу от Кубы вновь утоняется и сменяется корой океанического типа, свойственной трогу Кайман. Становление переходной коры в Южном блоке связано с возникновением здесь палеогеновой островной вулканической дуги, в недрах которой произошло зарождение "гранитно-метаморфического" слоя. Земная кора Южного блока состоит из разнородных образований и, по всей вероятности, имеет вид "слоеного пирога", который образовался в процессе тектонического совмещения литопластин, сложенных меловыми островодужными вулканогенно-осадочными комплексами, мезозойскими метаморфическими комплексами, мантийными ультрабазитами и, наконец, палеогеновыми островодужными комплексами зоны Сьерра-Маэстры. При формировании коры существенную роль играли сдвиговые перемещения как в северо-восточном, так

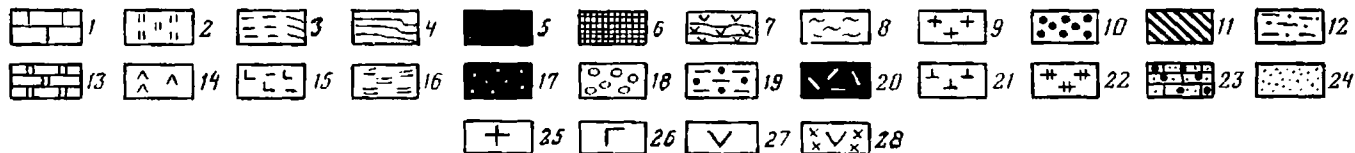
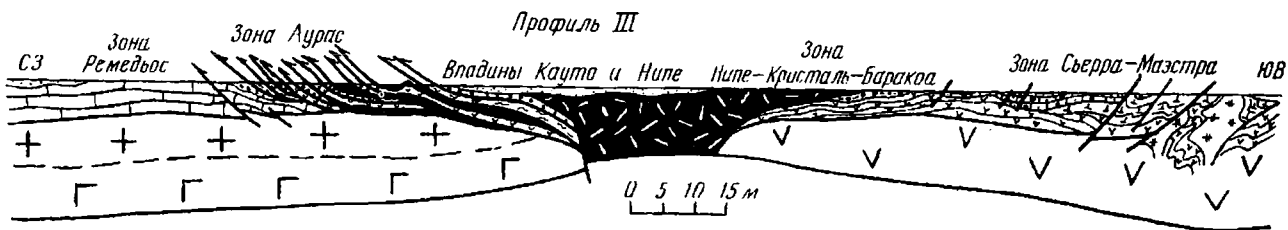
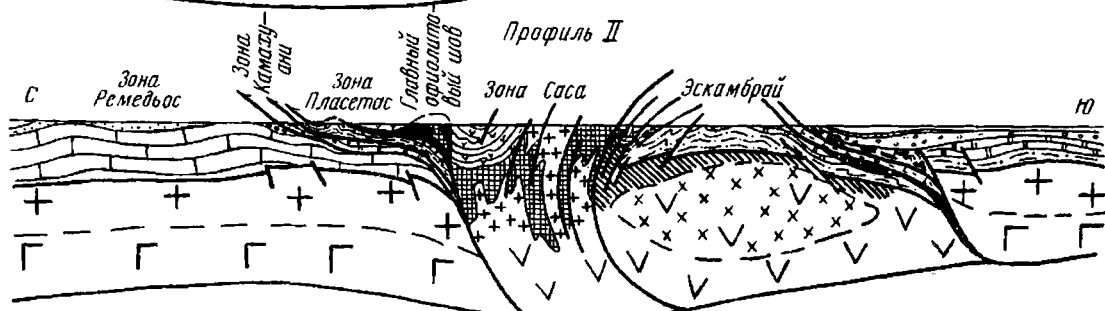
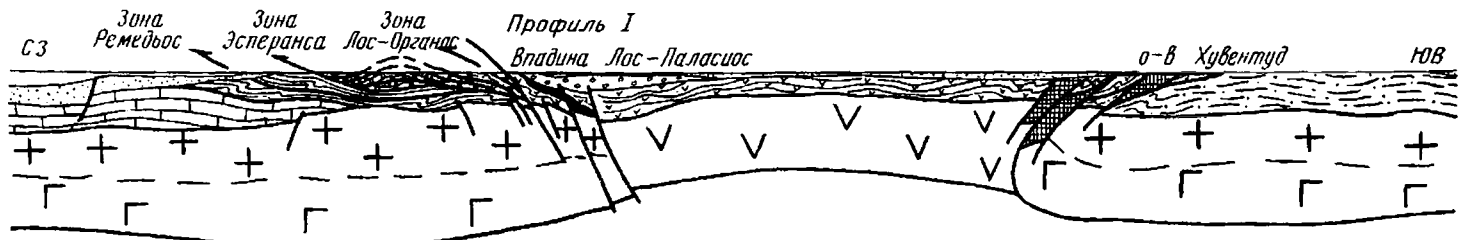


Рис. 14. Тектоно-геофизические профили через Западную (I), Центральную (II) и Восточную (III) Кубу (линии профилей см. на Тектонической карте Кубы м-ба 1:500 000)

1—4 — мезозойские комплексы Северной континентальной окраины: 1 — шельфовые карбонатные комплексы зон Ремедьос, 2—4 — глубоководные карбонатно-кремнистые и алевроито-глинистые комплексы континентального склона в зонах (2 — Камахуани; 3 — Пласетас; 4 — Эсперанса); 5 — фрагменты ультрабазит-габбрового фундамента и позднемезозойского базальтового чехла Северо-Кубинского океанического бассейна; 6—9 — комплексы меловой островной дуги: 6 — фрагменты домезозойского меланократового метаморфического фундамента, 7 — островодужные вулканогенные и вулканогенно-осадочные комплексы мела в зонах Байя-Онда, Саса, Лас-Тунас, Аурас и Нипе-Кристалль-Баракоа, 8 — терригенные флишондные комплексы окраинноморского типа в зоне Аурас, 9 — позднемеловые гранитоиды; 10 — палеоценовые олистостромы; 11—17 — комплексы Южной континентальной окраины: 11 — фрагменты домезозойского кристаллического основания, 12, 13 — эпиконтинентальные мезозойские комплексы центральной части массива Эскамбрай, о-ва Хувентуд и зоны Лос-Органос (12 — песчано-алевритовые; 13 — карбонатные), 14—17 — мезозойские комплексы зон деструкции (14 — вулканогенно-карбонатные и вулканогенно-терригенные в поясе Кангре, северной части купола Тринидад и центральной части купола Санти-Спиритус; 15, 16 — карбонатно-кремнисто-вулканогенные (15) и флишондные (16) в южной части купола Тринидад; 17 — ультрабазиты и габбро); 18 — кампан-маастрихтские молассы; 19 — маастрихт-палеоценовые флишево-олистостромовые комплексы субокеанического рифта; 20 — мантийный диапир; 21—23 — позднемеловые среднеэоценовые вулканогенные и терригенные комплексы зоны Сьерра-Мазстра; 21 — островодужные вулканы палеоцена — среднего эоцена, 22 — гранитоиды, 23 — терригенные молассы среднего—позднего эоцена; 24 — позднекайнозойский осадочный чехол; 25—27 — типы земной коры по геофизическим данным: 25, 26 — кора континентального типа (25, 26 — слои: "гранитный" — 25, "базальтовый" — 26), 27 — кора переходного типа; 28 — новообразованное "гранитное" ядро в коре переходного типа



и в северо-западном направлении. В.А. Буш и И.Н. Щербакова [1986] оценивают возможную амплитуду левосторонних сдвиговых перемещений в 200—250 км.

Легко можно видеть, что строение земной коры Восточной Кубы принципиально отличается от строения земной коры Центрального и Западного сегментов Кубы как по глубинному строению, так и по специфической дивергентной покровно-складчатой тектонической структуре.

## ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПРИРОДА СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫХ ЗОН КУБЫ

Сравнительный анализ строения, формационного состава и особенностей магматизма структурно-формационных зон Кубы, с одной стороны, и их глубинного строения по геофизическим данным — с другой, позволяет все их объединить в сравнительно ограниченное число главных тектонических элементов, имеющих также и палеотектоническое значение. К ним относятся следующие тектонические структуры.

1. Северная миогеосинклиальная суперзона или область, объединяющая структурно-формационные зоны Ремедьос, Камахуани, Пласетас, Эсперанса и Северную зону Сьерра-дель-Росарио, которые отражают последовательную смену с севера на юг условий мелководной карбонатной седиментации в юре и мелу обстановками глубоководного карбонатного и кремнистого осадконакопления на южной окраине Северо-Американского континента. Выделение такой области традиционно на Кубе, однако в отличие от большинства исследователей мы исключаем из ее состава зоны Сьерра-де-Лос-Органос и Южную зону Сьерра-дель-Росарио.

2. Зона Главного офиолитового шва, ограничивающего с юга в позднем мезозое и начале палеогена Северо-Американский континент и сопровождавшегося системой "выплеснувшихся" на север краевых офиолитовых аллохтонов в типичном выражении, которые образованы фрагментами меланократового фундамента и позднеюрско-раннемелового чехла окраинно-морского бассейна субокеанического типа, раздавленного и дезинтегрированного в процессе раннеэоценовой коллизии.

3. Центральная эвгеосинклиальная суперзона, или область, объединяющая структурно-формационные зоны Саса, Лас-Тунас, Аукас, Нипе-Кристалль-Баракоа, а также аллохтонные зоны Гавана-Матансас и Байя-Онда, в пределах которых меловые вулканические и плутонические комплексы формировались в островодужной геодинамической обстановке.

4. Южная суперзона метаморфических и неметаморфических миогеосинклиальных, эпиконтинентальных и рифтогенных комплексов южного типа, к которым относятся юрские и меловые метаморфиды Эскамбрия, о-ва Хувентуд и Асунсьон (последние на крайнем востоке Кубы), а также зоны Кангре в Пинардель-Рио и аллохтонные неметаморфизованные юрские и меловые терригенные и карбонатные отложения зон Сьерра-де-Лос-Органос и Южной зоны Сьерра-дель-Росарио на западе Кубы. Все элементы этой суперзоны характеризуются континентальным типом земной коры и ярко выраженным покровным тектоническим строением.

5. Юго-восточная суперзона (Сьерра-Мазстра) с палеогеновыми островодужными вулканическими и нижнемелассовыми комплексами.

Тектоническая природа Северной миогеосинклиальной суперзоны или области подавляющим большинством исследователей однозначно определяется как пассивная окраина Северо-Американского континента, либо как край Багамской платформы, что не меняет существа дела. Это прямо вытекает из большого сходства в строении карбонатных разрезов юры и мела Северной Кубы и внутренних частей Багамской плиты, из наличия латеральных переходов между ними и хорошо подтверждается геофизическими данными. При этом наиболее северная часть этой области (вдоль северного побережья Кубы и на архипелагах прилегающих островов), отвечающая зоне Ремедьос с типичным



для нее развитием непрерывного (от верхней юры до маастрихта) разреза мелководных органогенно-обломочных фораминиферовых известняков; калькаренитов и доломитизированных известняков относится к шельфу Багамской платформы или, как ее называют иначе, Багамской карбонатной банки. Для верхнеюрской части разреза этой суперзоны характерны эвапориты (ангидриты, гипсы, соли и доломиты), которые вскрыты глубокими скважинами, а на поверхности отмечаются в ядрах соленосных диапиров Пунта-Алегре, Сан-Адриан и др.

Надо сказать, что эта шельфовая область не была однородной. Она распадалась на относительно приподнятые и погруженные участки, на что давно обращали внимание А. Мейерхоф и Ч. Хаттен [Meyerhoff, Hatten, 1968], Г. Пардо [Pardo, 1975], М. Итурральде-Винент и Р. Морреро [Iturralde-Vinent, Morrero, 1982], которые севернее зоны Ремедьос выделяют еще одну зону Кайо-Кокко. Она отличается от зоны Ремедьос тем, что начиная с апта и до маастрихта в ее пределах существовал ограниченный по площади относительно мелководный внутриплатформенный прогиб, о чем свидетельствуют вскрытые бурением на одноименных островах пелитоморфные известняки, мергели и кремни с радиоляриями, тинтинидами и планктонными фораминиферами.

В направлении на юг шельфовая область постепенно переходит в континентальный склон и подножие, следы которых распознаются в меловых и верхнеюрских отложениях зон Камахуани и Пласетас, Эсперанса и Северной зоны Сьерра-дель-Росарио. Это выражается прежде всего в широком развитии во всех перечисленных зонах на всех уровнях разреза терригенных и карбонатных турбидитов с отчетливыми признаками сноса терригенного и карбонатного обломочного материала с севера, северо-запада и северо-востока [Pszczolkowski, 1982]. Карбонатные обломочные компоненты турбидитов свидетельствуют о мелководном характере исходных пород и представлены всеми литологическими разновидностями шельфовой ассоциации зоны Ремедьос. Терригенные компоненты имеют существенно сиалический состав (кварц, кварциты, слюдистые метаморфические сланцы) при резко подчиненном количестве вулканомиктового и кремнистого материала. На основании таких особенностей А. Пшулковский [Pszczolkowski, 1982] делает вывод, что размыву подвергались затопленные карбонатные банки, располагавшиеся на выступах метаморфического сиалического фундамента Северо-Американского континента.

В верхнеюрско-меловой, доальбской части разреза отмеченные выше турбидиты перемежаются с пелагическими микритовыми (биомикритовыми) известняками с обилием наннопланктона и с радиоляриевыми биомикритами и биокальцилютитамы, реже с мергелистыми известняками и мергелями, а в провинции Камагуэй они стратиграфически подстилаются океаническими толеитами среднетитонского возраста [Iturralde-Vinent, Morales, 1988], что может указывать на мезозойский океанический субстрат, существовавший под частью отложений континентального подножия, и на постепенный переход к мезозойскому океаническому бассейну.

В верхней, альб-сеноманской части разреза зон Пласетас, Эсперанса и Северной зоны Сьерра-дель-Росарио и в альб-туронской — в зоне Камахуани господствующее положение занимают радиоляриевые кремни и тонкослоистые кремнистые сланцы, среди которых турбидиты и пелагические известняки образуют лишь отдельные подчиненные прослои. Одновременно резко сокращается мощность разреза, который приобретает конденсированный характер. Скорость осадконакопления в таких разрезах, в зоне Пласетас, например, не превышала, по данным А. Пшулковского, 1 м/млн лет, а глубина достигала 2000—2500 м и более. Все это указывает на быстрое углубление бассейна седиментации на рубеже раннего и позднего мела, что было свойственно всему континентальному склону Северо-Американской окраины и обычно связывается с обширной морской трансгрессией, обусловленной эвстатическим поднятием уровня моря.

Другой характерной особенностью кубинской части Северо-Американской континентальной окраины является крупный перерыв в осадконакоплении между сеноманом (или туроном) и маастрихтом. Этот перерыв проявлен повсеместно в зонах Пласетас, Камахуани, в Северной зоне Сьерра-дель-Росарио, Эсперанса, а также в ряде других мест Мексиканского залива (по данным морского бурения). И везде он не сопровождается сколько-нибудь существенным угловым несогласием. Вышележащие маастрихтские отложения структурно согласно налегают на разные горизонты сеномана или турона. Этот перерыв, вероятно всего, следует связывать с эрозионным воздействием мощных глубоких морских течений, возникших в связи с резким углублением бассейна в середине мела и ориентированных вдоль континентальной окраины. Эти течения прекратились где-то в конце кампана в результате изменения палеогеографической обстановки в регионе, изменения, обусловленного сближением Северо-Американского континента и меловой прото-Кубинской островной дуги. Они настолько сблизились, что окраинноморской бассейн, прежде разделявший их, превратился в мелководный пролив (в тектоническом отношении представлявший собой прогиб перед фронтом надвигающейся с юга островной дуги), в котором отлагались маастрихтские карбонатные брекчии с обломками кремнистых пород, кальцирудиты и кальцилютиты (формации Какарахикара, Амаро, Пеньяльвер, Лутгарда и др.). Характерно, что мелководные маастрихтские отложения, как это убедительно недавно показал А. Пщулковский [Pszczolkowski, 1986], в виде единого покрова плащеобразно выстлали дно прогиба как в его северной приконтинентальной, так и в южной приостроводужной части.

Дальнейшее сближение континентальной окраины и островной дуги привело к коллизии, которая осуществлялась довольно длительное время — на протяжении палеоцена, раннего и среднего эоцена и сопровождалась образованием взбросов, надвигов, шарьяжей и накоплением типичных олистостромов.

Центральная эвгеосинклиальная суперзона, или область, образована меловыми островодужными вулканогенно-осадочными комплексами и фрагментами мезозойской океанической коры, возрастной диапазон, состав и структурное положение которых несколько различаются в разных сегментах Кубы.

Наиболее типично и полно они представлены в Центральном сегменте (зоны Саса и Лас-Тунас). Здесь в северной части Центральной суперзоны широкое развитие получила офиолитовая ассоциация (фрагменты позднемезозойской океанической коры), представленная крупными массивами альпинотипных гипербазитов, габбро, троктолитов, хорошо выраженным дайковым комплексом и толеитовыми базальтами. Предполагаемый возраст последних — поздняя юра [Книппер, 1975] или ранний мел, валажин—баррем [Фонсека и др., 1985]. Офиолиты слагают серию тектонических чешуй и пластин, надвинутых в раннем—среднем эоцене с юга на комплексы шельфа и континентального склона Северо-Американской континентальной окраины, а их тыловая корневая зона, круто наклоненная на юг, известна под названием главного офиолитового шва или главной офиолитовой сутуры Кубы.

Офиолиты тектонически перекрыты меловыми вулканогенно-осадочными сериями широкого возрастного диапазона — от апта до нижнего кампана включительно. В целом для них характерен андезитовый и андезито-базальтовый состав вулканитов и большой объем пирокластических образований. По петрохимическим характеристикам вулканиты принадлежат типичной дифференцированной известково-щелочной серии от базальтов до риолитов [Фонсека и др., 1985]. Подавляющим большинством исследователей они рассматриваются как островодужные образования [Книппер, 1975; Iturralde-Vinent, 1977; Mattson 1977; Cabrera et al., 1984; Фонсека и др., 1985; Contribucion..., 1983; и др.].

В зоне Саса максимальные мощности вулканогенных образований приурочены к ее южной части, где они ассоциируют с крупными телами субвулканических

риолитов и плутонами гранитов и гранодиоритов поздне мелового возраста. Севернее в их составе появляются горизонты и толщи осадочных пород, терригенных и карбонатных, мощность которых увеличивается к северу, и одновременно мелководные фации в них сменяются пелагическими [Kantchev et al. 1978].

Наиболее поздние — сантон-нижекампанские вулканы базальтового и андезито-базальтового состава (формации Карлота), как и прорывающие их интрузивные тела габбро-диорит-плагиогранитного состава, развиты преимущественно на самом севере зоны Саса, где они находятся в сложных тектонических соотношениях с пластинами офиолитов.

В зоне Лас-Тунас меловой островодужный комплекс распадается на три или четыре вулканических цикла [Iturralde-Vinent et al., 1981]. Причем на первом этапе (альб—низы кампана) сформировалась мощная (4—6 км) вулканогенно-осадочная серия существенно андезитового и андезито-базальтового состава (формации Гуаймаро и Контрамаэстро), а во втором (нижний кампан) — сначала дифференцированная от андезито-базальтов до риолитов вулканогенно-осадочная серия (формация Видот), а затем существенно кислые диацит-риолитовые пирокластические образования формации Каобийя. Характерной чертой мелового вулканизма зоны Лас-Тунас является несколько повышенная щелочность пород [Фонсека и др., 1985]. Отмечается, как и в зоне Саса, отчетливое смещение вулканических второго этапа к северу по отношению к вулканическим образованиям первого этапа, причем самое северное положение занимают кислые вулканы нижекампанской формации Каобийя.

Формирование островодужных вулканических и вулканогенно-осадочных серий сопровождалось мощным поздне меловым гранитоидным магматизмом. В зоне Лас-Тунас образовалась целая цепочка крупных гранитоидных массивов, своего рода гранитная "ось", отделившая северное поле кислых вулканических образований второго, раннекампанского этапа вулканизма от южного поля ранне-поздне меловой дифференцированной вулканической серии первого этапа. Анализ петрохимических данных позволил выделить среди этих гранитоидов габбро-диорит-плагиогранитную, габбро-сиенитовую и тоналит-гранодиоритовую ассоциации [Eguirko et al., 1984]. Гранитоиды габбро-диорит-плагиогранитной и тоналит-гранодиоритовой ассоциаций относятся к известково-щелочной серии. Габбро-сиенитовая ассоциация включает субщелочные и щелочные породы калиевой серии. Возраст гранитоидного магматизма поздне меловой (раннекампанский).

Таким образом, в пределах Центрального сегмента Кубы на месте эвгеосинклинальной суперзоны в раннем и позднем мелу существовала крупная прото-Кубинская островная вулканическая дуга с длительной и сложной историей формирования.

Севернее островной вулканической дуги, судя по краевым офиолитовым аллохтонам и среднетонким океаническим толеитам, в низах разреза зоны Пласетас в Камагуэе [Iturralde-Vinent, Morales, 1988], располагался бассейн с корой океанического типа, в котором накапливались позднеюрские—ранне меловые вулканогенные и осадочные глубоководные отложения. Появление среди них пелагических осадочных фаций и продуктов трещинных базальтовых излияний свидетельствует об отличном от островодужной вулканической гряды режиме растяжения и погружения дна морского бассейна, который следует рассматривать как прото-Северо-Карибский окраинно-морской бассейн [Iturralde-Vinent, 1975, 1981]. Этот бассейн располагался между Северо-Американским континентом (Багамской платформой) и прото-Кубинской вулканической дугой. Логично думать вслед за П. Матсоном [Mattson, 1977, 1979], что плоскость палеосейсмофокальной зоны на протяжении большей части мелового периода была наклонена на север, под прото-Кубинскую вулканическую дугу. Это вытекает из общего асимметричного профиля Центральной эвгеосинклинальной суперзоны,

в которой наиболее древние раннемеловые островодужные вулканические комплексы совместно с подстилающими их амфиболитами Мабухина приурочены к южному, тектонически вздернутому краю дуги. Подтверждается это и особенностями размещения мезозойских метаморфид высоких и низких давлений, так же отчетливо тяготеющими к южному краю дуги [Voiteau et al., 1972; Mattson, 1979; Добрецов и др., 1987].

В сантон-кампанское время прото-Кубинская вулканическая дуга превратилась в связи с ее коллизией с дрейфовавшим с юга фрагментом Южно-Американской континентальной окраины (зоны Эскамбрия и о-ва Хувентуд) в крупную зрелую островную дугу, на которой стали формироваться наложенные на нее кампан-маастрихтские молассовые впадины (см. рис. 18). В результате аккреционных процессов, обусловленных этой коллизией, южная палеосейсмофокальная зона прекратила свое существование, а вместо нее на северном крае прото-Кубинской островной дуги возникла новая палеосейсмофокальная зона, наклоненная на юг. Об этом может свидетельствовать смещение на северный край дуги вулканических процессов и гранитоидного магматизма, произошедшее в раннем кампане.

В Западном сегменте Кубы меловые эвгеосинклинальные комплексы развиты только в зоне Байя-Онда, которая в структурном отношении представляет собой пакет аллохтонных пластин, тектонически перекрывающий Северную зону Сьерра-дель-Росарио, принадлежащую Северо-Американской континентальной окраине. В основании пакета пластин зоны Байя-Онда залегают толентовые шаровые лавы, кремни, известняки (апт—альб), выше расположена пластина гипербазитов и серпентинитового меланжа с блоком Кахальбана, представляющим собой слабо нарушенный фрагмент ультрабазит-габбрового фундамента океанической коры. Севернее и, вероятно, структурно выше меланжа в разрезе зоны Байя-Онда выделяется апт-альбская дифференцированная андезито-базальтовая вулканогенная формация Энкрусихада и надстраивающая ее формация Ороско контрастного базальт-дацитового состава. Ее возраст датируется поздним мелом. Еще выше с резким угловым несогласием залегают терригенно-карбонатные молассовые и флишвидные толщи кампана—маастрихта и палеоцена—эоцена.

Наличие в южной (фронтальной) части зоны Байя-Онда нижнемеловых океанических базальтов апта—альба, а в северной (тыловой) — ультрабазит-габбровых комплексов меланократового основания и комплексов позднемеловой островной вулканической дуги позволяет высказать предположение о том, что островодужные комплексы, возможно, первично находились севернее океанических и что соответственно движение тектонических покровов происходило с севера на юг. Некоторым косвенным подтверждением того, что корневая зона покровов могла находиться на севере, является положительная гравитационная аномалия в северной прибрежной части зоны Байя-Онда.

Согласно традиционным представлениям [Шеин и др., 1978; Лопес, 1984; Моссаковский, Альбеар, 1978; Фонсека и др., 1985; и др.], аллохтонные комплексы зоны Байя-Онда были переброшены с юга из зоны Саса через Южную и Северную зоны Сьерра-дель-Росарио. Приведенные выше данные позволяют высказать альтернативную гипотезу о принадлежности аллохтона зоны Байя-Онда фрагмента океанической коры Мексиканского залива, шарьированным на зону Сьерра-дель-Росарио с северо-запада.

Однако, независимо от принятой трактовки происхождения (южного или северного) аллохтонных эвгеосинклинальных комплексов зоны Байя-Онда, следует признать, что в Западный сегмент Кубы, западнее Главного Пинарского разлома, меловая прото-Кубинская вулканическая дуга не продолжалась и здесь в непосредственное соприкосновение были приведены структуры Северо-Американской континентальной окраины и Южной суперзоны развития мезозойских метаморфических и неметаморфизованных терригенных и карбонатных отложений

миогесинклинального (чехольного) типа, тектоническая природа которой будет рассмотрена ниже.

В Восточном сегменте Кубы меловые эвгесинклинальные образования Центральной суперзоны развиты чрезвычайно широко. Они представлены как островодужными вулканическими и вулканогенно-осадочными ассоциациями более широкого возрастного диапазона по сравнению с Центральным сегментом (апт или альб-сенонского в зоне Нипе-Кристалль-Баракоа, апт-маастрихтского в зоне Аурас), так и офиолитовыми ассоциациями (в зоне Нипе-Кристалль-Баракоа). Кроме того, именно на Восточной Кубе развиты наиболее крупные массивы гипербазитов — Нипе-Кристалль, Моа-Баракоа и др., для которых характерно аллохтонное залегание на породах меловой островодужной ассоциации. Важно подчеркнуть, что их шарьирование в отдельных местах началось еще в предмаастрихтское время, т.е. значительно раньше, чем в Центральном и Западном сегментах.

Одни из этих массивов (например, Моа-Баракоа) принадлежат офиолитовой ассоциации, но с обратной по сравнению с типоморфной последовательностью составляющих ее элементов. В частности, вулканогенная часть офиолитового разреза всегда находится структурно ниже ультрабазит-габбрового комплекса, что вызвано их тектоническим перераспределением в процессе шарьирования.

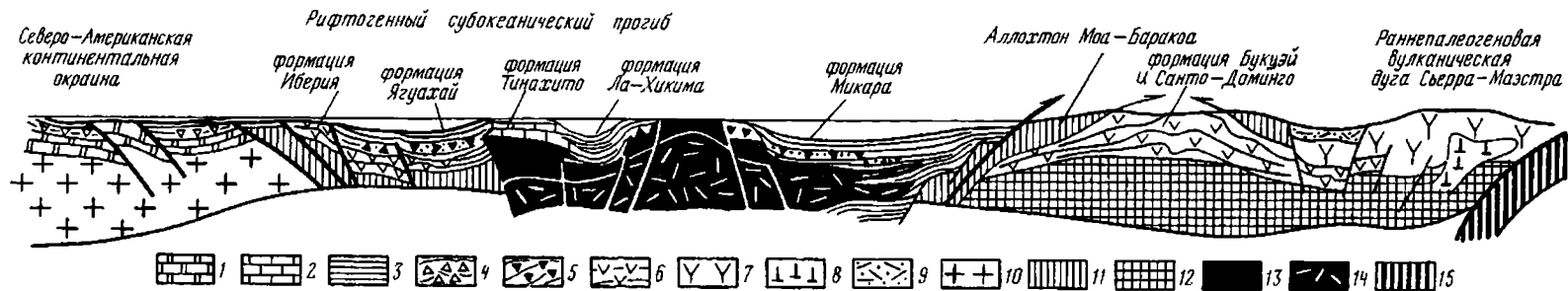
Другие ультрабазитовые массивы (например, Пинарес-де-Маяри), отличающиеся от первых по ряду петрологических и геохимических признаков [Павлов и др., 1973; Х. Оро и Г.Е. Некрасов, устн. сообщ.], по-видимому, являются частями крупного мантийного диапира, внедрившегося в позднем мелу (кампане—маастрихте) в субширотную зону растяжения, которая в современной структуре маркируется системой позднекайнозойских впадин Кауто-Нипе. Под этими впадинами, судя по приуроченности к их южным частям крупнейших на Кубе положительных гравитационных аномалий, достигающих 150—180 мГал [Soloviev O., Skidan S., Skidan I, et al., 1964], находится корневая зона этого мантийного диапира. Здесь же отмечается и минимальная мощность земной коры (около 14 км).

В структурном отношении меловые эвгесинклинальные образования Восточной Кубы характеризуются ярко выраженной дивергентной покровно-складчатой структурой.

На севере, в зоне Аурас, они образуют пакет тектонических пластин, состоящий по крайней мере из трех аллохтонных элементов. К первому относятся ультрабазиты, меловая островодужная вулканогенно-осадочная формация Иберия, тектонизированная олистострома Ягуахай (маастрихт—палеоцен), ко второму — ультрабазиты и трансгрессивно лежащие на них кампан-маастрихтские известняки Тинахита, к третьему, занимающему самое высокое структурное положение, — ультрабазиты, кумулятивный комплекс ультраосновного и основного состава, терригенные (турбидитного типа) отложения кампан-маастрихтской формации Ла-Хикима и олистостромы Аतिकос (маастрихт—палеоцен).

Этот пакет пластин перекрывает, будучи надвинутым с юго-востока, карбонатные комплексы зоны Ремедьос Северо-Американской континентальной окраины и содержит в своем составе не только фрагменты прото-Кубинской меловой вулканической дуги, но и разрезы (верхний аллохтонный элемент Хикима—Аतिकос), формирование которых было связано со становлением ультраосновных массивов Нипе-Кристалль и Пинарес-де-Маяри.

На юге, в зоне Нипе-Кристалль-Баракоа, выделяется другой ряд структурных элементов: 1) автохтонные (параавтохтонные?) альб-сенонские островодужные вулканические комплексы формаций Букуэй, Санто-Доминго, Сьерра-Пурьяль; 2) аллохтонные фрагменты позднемезозойской океанической коры (аллохтон Моа-Баракоа); 3) аллохтонные фрагменты меланократового фундамента (мантийного диапира) и его чехол, представленный комплексом начальной грабенной фации развития рифта (ультрабазитами Пинарес-де-Маяри и трансгрессивно перекрывающими их кампан-маастрихтскими конгломератами) и экструзивными



**Рис. 15.** Палеотектонический профиль через Восточную Кубу для маастрихт-палеоценового времени

1 — карбонатные отложения шельфа Северо-Американской континентальной окраины; 2 — отложения карбонатной банки на внутривассейновом поднятии (известняки Тинахита); 3 — турбидитные, флишевые, терригенные отложения рифтогенного прогиба (формации Ла-Хикима и Микара); 4 — олистостромы с карбонатным составом олистолитов; 5 — полимиктовые олистостромы с преимущественно ультрабазитовым и базитовым составом олистолитов (Формация Ягуахай); 6, 7 — остороводужные вулканы: 6 — меловые, 7 — раннепалеогеновые; 8 — субвулканические тела; 9 — туфогенно-терригенные отложения тыловой части раннепалеогеновой вулканической дуги (Формация Гран-Тиера); 10 — кора континентального типа; 11 — фрагменты и тектонические пластины позднемезозойской океанической коры; 12 — кора переходного типа; 13, 14 — ультраосновные породы мантийного диапира: 13 — плутоническая фация, 14 — экструзивная фация; 15 — кайнозойская океаническая кора

пирокластическими и флишево-олистостромовыми образованиями последующих стадий развития рифта (ультрабазиты и туфобрекчии массива Сьерра-де-Кристалль, формация Микара). Для всех этих структурных элементов существуют признаки их надвигания и перемещения к югу и юго-востоку на меловые островодужные комплексы южной части зоны Нипе-Кристалль-Баракоа.

Подобная дивергентная покровно-складчатая структура является специфической чертой Восточного сегмента Кубы, не имеющей себе аналогов в ее Центральном и Западном сегментах. Другой важной особенностью Восточной Кубы, обращающей на себя внимание, служит крайне незначительное проявление в ее пределах мелового гранитоидного магматизма, представленного редкими и небольшими по размерам массивами гранодиоритов и гранодиорит-порфиров.

Из всего сказанного выше вытекает то, что в Восточном сегменте Кубы прото-Кубинская меловая вулканическая дуга существовала дольше всего по сравнению с остальной территорией Кубы — в той или иной форме до первой половины маастрихта включительно, хотя ее развитие в кампане и маастрихте было осложнено мощными деструктивными процессами, связанными с внедрением мантийного диапира и возникновением над ним в ее центральной части рифтогенного субокеанического прогиба короткого периода развития (маастрихт—палеоцен) (рис. 15). Можно думать, что возникновение рифтогенного субокеанического прогиба на востоке Кубы было обусловлено теми же процессами, которые вызвали образования Юкатанской океанической впадины. На это указывают близкое время их возникновения и их структурные взаимоотношения.

Вдоль южного края Кубы прослеживается полоса сходных между собой отложений. Нижняя часть разреза сложена терригенными породами, а верхняя — карбонатными. В некоторых структурах (о-в Хувентуд, массив Эскамбрай) они метаморфизованы в зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациях. На западе Кубы, в Пинар-дель-Рио к ним относятся юрско-нижнемеловые отложения зоны Сьерра-де-Лос-Органос (формации Сан-Каэтано, Хагуа, Гуасаса) и Южной зоны Сьерра-дель-Росарио (формации Сан-Каэтано, Франциско, Артемиса, Бузнависта), метаморфизованные отложения пояса Кангре (формация Арройро-Кангре и аналоги формаций Хагуа и Гуасаса). На о-ве Хувентуд и в горном массиве Эскамбрай метаморфизованные мезозойские образования имеют более разнообразный в фациальном отношении состав пород.

Сходство метаморфизованных и неметаморфизованных отложений вышеперечисленных районов отмечалось многими исследователями [Худолей, 1968; Сомин, Мильян, 1968], но возможность их сопоставления была обоснована только после нахождения органических остатков в метаморфизованных толщах [Millan, Muczynski, 1978; Сомин, Мильян, 1981]. Тем не менее из-за недостаточной степени изученности метаморфических образований в этом вопросе еще остается много неясных моментов. Наши исследования показали, что прямых аналогий между метаморфизованными толщами Эскамбрая и неметаморфизованными отложениями Пинар-дель-Рио не существует [Моссаковский и др., 1986]. Наряду с определенными чертами сходства имеется и ряд существенных различий. К сожалению, в большинстве ранних работ этому обстоятельству не уделялось должного внимания и, как следствие, стало распространенным мнение [Сомин, Мильян, 1981] о сходстве метаморфических толщ Эскамбрая и о-ва Хувентуд не только с разрезами Сьерра-де-Лос-Органос, но и с миогеосинклинальными сериями Северной зоны Кубы.

Как уже отмечалось выше, в Эскамбрае среди метаморфизованных юрско-нижнемеловых толщ выделяется четыре типа разрезов, в которых наряду с миогеосинклинальными отложениями (разрез I типа) присутствуют эвгеосинклинальные образования (разрезы III и IV типов) и переходного характера (разрез II типа). Они образуют единый латеральный ряд формаций. Из них с отложениями зоны

Сьерра-де-Лос-Органос и южной зоны Сьерра-дель-Росарио непосредственно сопоставляются только разрезы I типа (формация Наранхо и группа Сан Хуан). Аналогом разрезов II типа являются метавулканогенно-кабонатно-терригенные отложения пояса Кангре, черты сходства и различия которых по отношению к юрско-меловым толщам Сьерра-де-Лос-Органос рассмотрены в работе Ю. Пиотровского [Piotrowski, 1976]. Аналоги разреза IV флишоидного типа в других районах Кубы не известны.

Возраст метаморфизованных толщ Эскамбрая и о-ва Хувентуд юрско-ранне-меловой. Радиологические датировки (K-Ar метод) метаморфических преобразований для о-ва Хувентуд дают интервал 67—50 млн лет, в поясе Кангре —  $119 \pm 10$  млн лет и в Эскамбрае — 80—43 млн лет [Сомин, Мильян, 1981].

Все вышесказанное позволяет выделить на юге Кубы самостоятельную Южную суперзону распространения разнофациальных юрско-меловых осадочных и вулканогенно-осадочных отложений. По своей тектонической значимости Южная суперзона отвечает рангу основных структурных элементов Кубы, таким, как Северная миогеосинклиальная суперзона, офиолитовый пояс, Центральная эвгеосинклиальная суперзона и т.д. Надо отметить, что фрагменты Южной суперзоны, по всей вероятности, развиты и в Восточной Кубе в горах Сьера-дель-Пуриаль [Сомин, Мильян, 1981]. К сожалению, отсутствие оригинальных авторских материалов не дает нам возможности сделать более точные сопоставления. Ниже будут рассмотрены основные особенности геологической истории Южной суперзоны на участке Западного и Центрального сегментов Кубы.

Наиболее древними мезозойскими отложениями Южной суперзоны являются формации Сан-Каэтано, Наранхо и Каньяда. Их накопление происходило в мелководных прибрежно-морских и прибрежно-континентальных условиях, на что указывает наличие растительных остатков и дельтовых фаций. Некоторое углубление бассейна до 300 м и более, а также появление флишоидных фаций наблюдается в северо-восточном направлении при переходе от разрезов Сьерра-де-Лос-Органос к разрезам Южной зоны Сьерра-дель-Росарио [Pszczolkowski, 1978].

Песчаники формации Сан-Каэтано на 80—90% состоят из зерен кварца. Помимо кварца, встречаются чешуйки мусковита, гидробиотита, хлорита, каолинита (продукты замещения калиевых полевых шпатов), единичные зерна гранатов, силицитов, плагиоклазов, щелочных эффузивов, базальтов, доломитов, ангидритов, кварцевых песчаников и глинистых пород. В Эскамбрае песчаники содержат меньшее количество кварца, помимо аркозовых и субаркозовых разностей встречаются граувакки [Rigassi-Studer, 1961]. Состав песчаников и зрелая степень обработки обломочного материала указывают на то, что источником сноса служила обширная суша. Однако местоположение континентальных массивов оценивается различно. Одни исследователи считают, что снос шел с Флориды [Худолей, 1978; Сомин, Мильян, 1981], другие — с Юкатана [Meyerhoff, Hatten, 1974]. Исследования Г. Хачевского [Naczewski, 1976] показывают, что основной снос шел с юга или с юго-запада.

Сходство терригенных отложений Южной суперзоны с породами чехла (группы Каракас, Сугре) сиалических комплексов Южной Америки [Сомин, Мильян, 1981; Рябухин и др., 1983] позволяют реконструировать для ранне-среднеюрского времени обширный мелководный эпиконтинентальный бассейн.

Важно отметить, что во время накопления юрских терригенных толщ оба американских континента вместе с Африкой составляли единое целое. Вопрос о палеоструктурной принадлежности рассматриваемых юрских образований, который часто дискутируется в литературе по Карибскому региону, зависит от того, где проводить границу между палеоконтинентами. В палинспастических реконструкциях, допускающих существование на месте Мексиканского залива реликта океанического бассейна, эта граница близка к современным очертаниям континентов (рис. 16). В моделях, в которых такой бассейн отсутствует, граница континентов становится весьма условной.

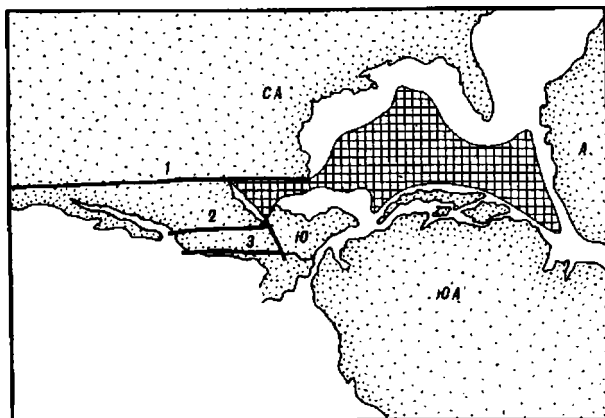


На наш взгляд, между континентами следует проводить границу по распространению палеозойских меланократовых комплексов — реликтов океана Япетус. На Кубе к ним относится серия Мабухина, в Мексике комплекс Акатлан [Ortega-Gutierrez, 1981]. В этом случае п-ов Юкатан как один из вероятных источников сноса принадлежал палеоструктурам Южно-Американского континента. Кроме того, в условиях максимальной сближенности континентальных масс Северной и Южной Америки нельзя исключать, что какая-то часть обломочного материала могла поступать в реконструированный нами эпиконтинентальный бассейн и с севера. Предлагаемая здесь трактовка границы палеоконтинентов снимает многие спорные вопросы в дискуссии о палеотектонической принадлежности и источниках сноса терригенных серий Южной зоны Кубы.

Таким образом, юрские (дооксфордские) терригенные толщи Южной зоны

**Рис. 16.** Палинспастическая реконструкция Мексикано-Карибского региона для средней юры [Anderson, Schmidt, 1983]

1—3 — крупные сдвиги: 1 — Мохаве-Сонора, 2 — Мексиканского вулканического пояса, 3 — Акапульско-Гватемала и Салина-Круз; буквами обозначены: СА — Северная Америка, ЮА — Южная Америка, А — Африка, Ю — Юкатанский блок; заштрихован реликтовый бассейн с океанической корой



Кубы и карибских серий Венесуэлы накапливались на севере пассивной континентальной окраины Южной Америки. Если к северу действительно существовал реликт палеоокеанического бассейна, то можно говорить о структуре Южно-Американского шельфа. Еще дальше к северу вдоль Северо-Американского побережья Мексиканского залива в пределах Багамской платформы в ранней и средней юре отлагались эвапориты и карбонатные осадки [Kirkland, Gerhard, 1971; Meyerhoff, Hatten, 1974]. Соляные диапиры Северной миогеосинклинальной суперзоны Кубы подтверждают непосредственную связь ее с Багамской платформой, тогда как для миогеосинклинальных разрезов Южной зоны Кубы таких связей не существует.

В средней юре вдоль северной окраины Южно-Американского палеоконтинента возникла система рифтогенных структур с синхронным вулканизмом. Для Кубы связь вулканитов пояса Кангре с рифтогенными процессами впервые предположил Ю. Пиотровский [Piotrowski, 1976]. В Карибских горах Венесуэлы установлены океанические серии средней юры [Renz, 1948]. Одни рифтогенные структуры закладывались в средней юре, другие — в поздней юре, степень раскрытия их была различной — от грабенов до впадин с корой океанического или субокеанического типа. В поздней юре как количество прогибов с океанической корой, так и их размеры увеличивались. В результате деструктивные процессы привели к образованию в поздней юре — раннем мелу океанического бассейна, реликты которого установлены в Эскамбрае (разрезы III типа) и в составе аллохтонных комплексов, шарьированных на Южно-Американский континент [Stephan et al., 1980].

Деструкция Южно-Американской континентальной окраины и начавшийся

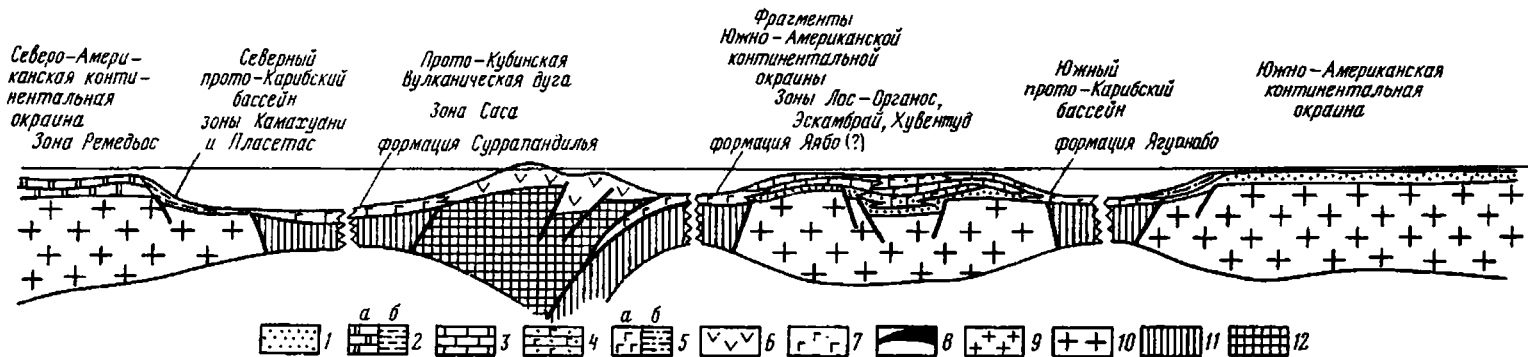


Рис. 17. Палеотектонический профиль через Карибский регион для позднеюрско-раннемелового времени

Условные обозначения к рис. 17, 18

1 — терригенные отложения шельфа Южно-Американской континентальной окраины; 2 — отложения Северо-Американской континентальной окраины: а — карбонатные шельфа, б — кремнисто-терригенные континентального склона и подножия; 3 — карбонатный чехол на фрагменте Южно-Американской континентальной окраины (формации Хагуа, Гуасаса, Артемиса, Сан-Хуан и др.); 4 — вулканогенно-осадочные образования деструктивных зон Южно-Американской континентальной окраины (формации Арройо-Кангре, Чиспа, Хобакоа); 5 — чехол позднемезозойской океанической коры: а — толеит-базальтовый, б — осадочный; 6, 7 — островодужные вулканы: 6 — меловые докампанские, 7 — раннекампанские; 8 — тектонические пластины ультрабазитов; 9 — позднемеловые граниты; 10 — кора континентального типа; 11 — позднемезозойская океаническая кора; 12 — кора переходного типа

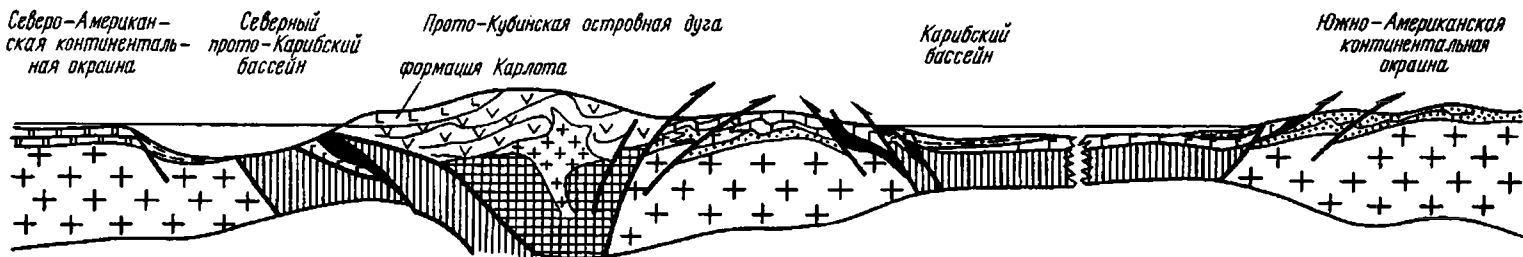


Рис. 18. Палеотектонический профиль через Карибский регион для середины кампанского века позднего мела

Условные обозначения см. на рис. 17

спрединг в океаническом бассейне обусловили откол и смещение к северу крупного континентального блока или нескольких блоков (рис. 17). Минимальные размеры одного из таких блоков, рассчитанного для Сьерра-де-Лос-Органос без учета покровной структуры, оцениваются в 100×120 км [Pszczolkowski, 1978]. Если же учесть Эскамбрай и о-в Хувентуд, то его размеры должны быть увеличены в несколько раз. Фрагменты сиалического домезозойского фундамента этого микроконтинента, или террейна в терминологии североамериканских геологов, обнажаются в Эскамбрае [Моссаковский и др., 1986]. К ним также относятся гнейсы Гуаябо, известные в Пинар-дель-Рио [Сомин, Мильян, 1981].

Отделение континентального фрагмента и его дрейф в океаническом бассейне привели к смене терригенных отложений карбонатными. В оксфорде в зонах Сьерра-де-Лос-Органос, Эскамбрай и на о-ве Хувентуд накапливались мелководные известняки. В Южной зоне Сьерра-дель-Росарио карбонатонакопление началось несколько позднее, в конце оксфорда, и в более глубоководных пелагических фациях. Периодически сюда также поступал терригенный материал. Кроме того, появление в титонских отложениях обломков мелководных известняков Сьерра-де-Лос-Органос [Pszczolkowski, 1978] свидетельствует о возникновении местных источников сноса. В раннемеловое время в зоне Сьерра-де-Лос-Органос происходило пелагическое карбонатонакопление, а в южной зоне Сьерра-дель-Росарио отлагались глубоководные кремнисто-глинистые осадки [Pszczolkowski, 1978].

В то же время вдоль новообразованной окраины Южно-Американского континента продолжается терригенный режим седиментации. Метаморфизованные юрско-нижнемеловые толщи трансгрессивно и несогласно перекрываются альбско-верхнемеловыми отложениями. Возраст метаморфизма пород группы Каракас 126--115 млн лет (валажин—баррем).

Позднемеловая история континентального блока Южной суперзоны Кубы была различной в разных его частях. Отсутствие верхнемеловых отложений в пакете пластин в Эскамбрае и на о-ве Хувентуд позволяет предполагать, что в это время здесь началось формирование покровной структуры. Это было, вероятно, связано с тем, что в позднем мелу на участке Центрального сегмента Кубы Южно-Американский континентальный фрагмент приблизился к прото-Кубинской островной вулканической дуге.

Раскрытие и спрединг Карибского бассейна в меловое время привели к тому, что в Центральном сегменте Кубы взаимодействие структур прото-Кубинской вулканической островной дуги и континентального блока Южной суперзоны началось раньше других мест — в начале кампана. На первых этапах произошло резкое тектоническое сокращение площади континентального блока, деформация его осадочного чехла, совмещение его с эскамбрайскими разрезами второго типа и сближение с деструктивными комплексами (разрезы третьего и четвертого типов). В дальнейшем происходило постепенное наращивание островной дуги за счет причленения к ней деформированных комплексов Южной суперзоны. В аккрецию постепенно включались фрагменты деструктивных комплексов (третий и четвертый типы разрезов Эскамбрая). В результате возникла сложная предпозднекампанская аккреционная структура (рис. 18). Именно в это время на южном участке Центрального сегмента прекращается позднемеловой островодужный вулканизм. Аккреция также сопровождалась зеленосланцевым и эпидот-амфиболитовым метаморфизмом с локальным развитием глаукофановой фации. В наиболее погруженных частях аккреционной призмы происходила гранитизация терригенных толщ. Но о-ве Хувентуд граниты Макканли имеют радиологический возраст (К-Аг метод)  $78 \pm 4$  и  $73 \pm 4$  млн лет [Сомин, Мильян, 1981]. В структуре аккреционных комплексов метаморфические образования в процессе вывода их на поверхность могут занимать более верхнее структурное положение по отношению к неметаморфизованным отложениям или оказываться среди них в виде узких клиньев. Внутреннее строение Эскамбрая, на наш взгляд, хорошо согласуется с

моделью аккреционных призм. В связи с этим нет необходимости объяснять метаморфизм юрско-меловых серий формированием и перебрасыванием с юга крупного аллохтона, сложенного эвгеосинклинальными образованиями зоны Саса [Сомин, Мильян, 1981]. Отказ от этой модели позволит избежать весьма сомнительных параллелей в сравнении юрско-меловых отложений Северной миогеосинклинальной и Южной супезон Кубы.

В Западной Кубе, в позднем мелу, на дрейфовавшем с юга континентальном блоке продолжалось накопление кремнисто-карбонатных пелагических осадков. В целом для этого региона в меловое время был характерен единый тип седиментации [Pszczolkowski, 1982]. Первые локальные несогласия отмечаются в послетуронское время. Покровная же структура возникла только в палеогене в результате коллизии Южного континентального блока с Северо-Американской континентальной окраиной, когда произошел тектонический срыв пород чехла дрейфовавшего континентального блока. Перемещение аллохтона к северу вдоль единой поверхности срыва (см. рис. 7, 8) сопровождалось расслоением слагающих аллохтон терригенно-карбонатных толщ, чему способствовала разная компетентность терригенных и карбонатных пород [Piotrowska 1978]. Причина срыва пород чехла остается неясной. Многое в этом вопросе зависит от трактовки тектонической природы зоны Сан-Диего-де-Лос-Баньос, расположенной к югу от Главного Пинарского разлома, и происхождения аллохтонного комплекса Байя-Онда.

Таким образом, в юрско-меловой истории Южной суперзоны намечаются три этапа развития. В первый этап (ранняя и средняя юра) происходило накопление терригенных отложений вдоль северной палеоокраины Южно-Американского континента. Второй этап (поздняя юра—ранний мел) характеризовался деструктивными процессами на северной окраине Южно-Американского континента, которые привели к образованию нескольких рифтогенных субокеанических бассейнов. Процессы деструкции естественно увязываются с раскрытием Тетиса. Третий этап (конец раннего мела—поздний мел) был связан с развитием океанической коры Атлантики. В Карибском регионе началось раскрытие Колумбийского и Венесуэльского бассейнов [Пушаровский, 1979] сопровождавшееся образованием островной дуги Кубы и аккрецией к ней с юга юрско-меловых комплексов.

Юго-Восточная суперзона (зона Сьерра-Маэстра) является единственной на Кубе раннекайнозойской (палеогеновой) структурно-формационной зоной, входящей в состав альпийского покровно-складчатого фундамента Кубинской островной дуги. По отношению к юрско-меловым структурно-формационным зонам она занимает резко дискорданное положение, под острым углом срезая и накладываясь на южные фрагменты прото-Кубинской вулканической дуги, которые входят в ее складчатое основание.

В строении этой зоны главное место занимают палеоцен-среднеэоценовые вулканические образования андезитового, андезито-базальтового, андезито-дацитового и дацито-риолитового состава, среди которых явно преобладают пирокластические образования, т.е. продукты извержений центрального типа. Очень широко развиты мелкие субвулканические тела (в том числе и жерловые фации) андезито-базальтов, долеритов, дацитов, риолитов и трахириолитов, представляющих собой остатки вулканических аппаратов центрального типа. Основная их масса, как это установлено К. Бржезнянским и М. Итурральде-Винентом [Contribucion..., 1983], отчетливо тяготеет к южному краю зоны Сьерра-Маэстра, как и прорывающие палеоцен-среднеэоценовые вулканические образования интрузии габбро, габбро-норитов, гранодиоритов, тоналитов, плагиогранитов, монзонитов и лейкократовых аплитовых гранитов, внедрение которых произошло во второй половине среднего эоцена.

Напротив, в северной и северо-западной частях зоны Сьерра-Маэстра обособляются вулканомиктовые терригенные фации палеоцен-среднеэоценового воз-

раста, связанные постепенными переходами с вулканическими и пирокластическими образованиями более южных частей зоны Сьерра-Маэстра, переотложенными продуктами разрушения которых они являются. Это туффиты, вулканомиктовые и граувакковые песчаники, переотложенные туфы, известковые туфы и горизонты известняков, обогащенные туфовым материалом (формации Пилон и Каней).

По своим петрохимическим особенностям палеоцен-среднеэоценовый вулканогенно-пирокластический комплекс относится к дифференцированной известково-щелочной серии островодужного типа [Contribucion..., 1983; Eguirko, Perez, 1976]. Асимметричный поперечный профиль зоны Сьерра-Маэстра, в котором вулканические аппараты центрального типа и эродированные массивы гранитоидов тяготеют к южному краю зоны, а терригенные вулканомиктовые фации — к ее северному краю, можно объяснить существованием палеосейсмофокальной зоны на южном крае палеоцен-среднеэоценовой островной вулканической дуги и соответственно ее северным падением под дугу. Такому заключению не противоречит и характер тектонических деформаций, проявленных в палеоцен-среднеэоценовом островодужном вулканогенно-осадочном комплексе, которые представлены изоклинальными, часто лежащими, напряженными складками и шатрами, с ярко выраженной в ряде мест южной вергентностью. Возникновение и развитие палеоцен-среднеэоценовой островной вулканической дуги в зоне Сьерра-Маэстра хорошо увязывается и хронологически<sup>1</sup> и геодинамически с существованием на севере, в ее тылу (в пределах зоны Нипе-Кристалль-Баракоа) маастрихт-палеоэоценового рифтогенного субокеанического прогиба, описанного выше (см. рис. 15).

Палеоцен-среднеэоценовая островная вулканическая дуга зоны Сьерра-Маэстра четко трансформируется в юго-западном направлении в область подводного хребта Кайман и на северный край Никарагуанского подводного поднятия, отторгнутого от хребта Кайман в конце эоцена—олигоцене в связи с заложением трога Кайман. Сходство этих структурных элементов Карибского бассейна с зоной Сьерра-Маэстра подтверждается как геофизическими исследованиями, так и результатами драгирования морского дна в этих районах [Perfit, Heezen, 1978]. Это даже послужило основанием венгерским геологам [Contribucion..., 1983] выделить Юго-Восточную суперзону Кубы под названием „зона Кайман”.

В конце среднего эоцена островодужный вулканизм в зоне Сьерра-Маэстра практически прекратился, палеоцен-среднеэоценовый вулканогенно-осадочный комплекс испытал интенсивные деформации, в результате которых зона Сьерра-Маэстра вместе с прилегающей с севера зоной Нипе-Кристалль-Баракоа, включая и маастрихт-палеоэоценовый рифтогенный субокеанический прогиб, превратилась в молодую раннекайнозойскую складчатую зону с прерывистым накоплением в отдельных впадинах и прогибах терригенного и карбонатно-терригенного нижне-молассового комплекса средне-позднеэоценового возраста.

С этого времени зона Сьерра-Маэстра вошла как еще один наиболее молодой элемент структуры в состав Кубинской островной дуги, подчиняясь в дальнейшем общим с ней закономерностям позднекайнозойского развития в отличие от подводного хребта Кайман и Юкатанской впадины, не охваченных этим тектоническим процессом.

<sup>1</sup> Нижняя возрастная граница формации Эль-Кобре палеоцен-среднеэоценового возраста точно не установлена и нельзя исключать возможность присутствия в нижней части этой формации отложений маастрихтского возраста.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обзор строения мезозойских и раннепалеогеновых структурно-формационных зон Кубы и выяснение их тектонической природы приводит к заключению об исключительной сложности и тектонической неоднородности альпийского складчатого фундамента Кубы, как, впрочем, и более глубоких слоев ее земной коры. В результате крупномасштабных латеральных перемещений по различным субгоризонтальным поверхностям разнородных блоков земной коры, их столкновения и раздробления в фундаменте Кубы тектонически объединены (скучены) фрагменты окраинных структур Северо-Американского и Южно-Американского континентов, мезозойских и раннетретичных островных дуг нескольких генераций и разделявших их мезозойско-кайнозойских впадин краевых морей. Эти фрагменты различаются по типу и полноте стратиграфических разрезов юрских, меловых и раннепалеогеновых отложений, их формационному составу, магматизму, по стилю и времени проявления складчатых и покровно-шарьяжных деформаций, что в целом обусловило столь сложную и далеко не всегда понятную (во всяком случае не всегда логически объяснимую) структурно-формационную зональность мезозойско-кайнозойских отложений Кубы.

В самом деле в пределах Кубы тесно соседствуют, причем не только по латерали, но и по вертикали, тектонически перекрывая друг друга, зоны многоэпиклиналильного и эвгеосинклиналильного типов (например, зоны Сьерра-дель-Росарио и Байя-Онда на западе, Камахуани, Пласетас и Саса в центре Кубы и Ремедьос и Лас-Тунас и Аукас на востоке). На зонах с палеоцен-среднеэоценовым возрастом покровно-складчатых деформаций (Эсперанса, Сьерра-де-Лос-Органос, Сьерра-дель-Росарио) сверху в виде огромного тектонического покрова лежат кампанские складчатые комплексы со слабо деформированным верхнемеловым—эоценовым орогенным чехлом (зона Байя-Онда). Эвгеосинклиналильная островодужного типа зона Саса непосредственно контактирует с позднемезозойскими и более древними метаморфидами Эскамбрая и о-ва Хувентуд, надвинутыми или пододвинутыми под нее, которые являются отторженцами Южно-Американской континентальной окраины. Наконец, раннепалеогеновая островодужного типа зона Сьерра-Маэстра на северо-востоке наложена на меловую эвгеосинклиналильную островодужную зону Нипе-Кристалль-Баракоса, несогласно срезая и перекрывая ее структуры, а на юго-западе продолжается в подводном хребте Кайман, ограничивающим с юга Юкатанскую современную субокеаническую впадину.

В этом, на первый взгляд, полном хаосе все же, при внимательном анализе, просматривается некоторая упорядоченность, однако в большинстве случаев проявленная лишь в отдельных сегментах Кубинской островной дуги.

Для Центрального сегмента, ограниченного на западе Главным Пинарским разломом, а на востоке — Восточным разломом (между зонами Лас-Тунас и Аукас), отчетливо намечается следующая, наиболее полная для Кубы последовательность разнородных структурных элементов, с севера на юг: 1) структурно-формационные зоны Северо-Американской континентальной окраины (Ремедьос, Камахуани, Пласетас); 2) Главный офиолитовый шов и сопровождающие его

краевые офиолитовые (и островодужные) аллохтоны, "выплеснувшиеся" в раннем—среднем эоцене на Северо-Американскую континентальную окраину; 3) структурно-формационные зоны меловой вулканической островной дуги (Саза, Лас-Тунас) с кампанским возрастом складчатости и верхнекампан-маастрихтским и ранне-среднеэоценовым орогенным чехлом; 4) зона развития позднемезозойских и допозднемезозойских метаморфид Эскамбрая и о-ва Хувентуд — фрагментов чехла и фундамента Южно-Американской континентальной окраины, покровно-складчатая структура которой перекрыта верхнекампанским и маастрихтским молассовым комплексом.

Такая последовательность перечисленных структурных элементов наряду с разным временем проявления в них тектонических деформаций позволяет утверждать, что Центральный сегмент Кубы сформировался в результате по крайней мере двух разновременных коллизий: верхнемеловой, кампанской, и ранне-среднеэоценовой. Первая из них выразилась в столкновении отколовшегося от Южной Америки и дрейфовавшего на север фрагмента ее континентальной окраины с существовавшей в прото-Карибском бассейне с начала мела, возможно с конца поздней юры, островной вулканической дугой (зоны Саза и Лас-Тунас), на южном крае которой активно протекал вплоть до момента коллизии в середине кампанского века процесс пододвигания океанической коры южной части прото-Карибского бассейна.

В результате такой аккреции образовалась прото-Кубинская островная дуга с позднемеловым (кампанским) складчатым фундаментом, на склонах которой стали накапливаться чехольные кампан-маастрихтские и ранне-среднеэоценовые молассовые и терригенно-карбонатные комплексы. В то же время возникла новая палеосейсмофокальная зона и зона поддвига океанической коры, но уже по северному краю островной дуги с одновременным изменением падения ее плоскости с северного на южное. Это сразу же отразилось в соответствующем смещении зоны активных вулканических и гранитоидных плутонических процессов с южного края дуги (до кампана) на ее северный край (кампан). Возникновение новой зоны поддвига и погружения с южным падением под дугу способствовало быстрому сближению прото-Кубинской островной дуги и Северо-Американской континентальной окраины. Размеры разделяющей их северной части прото-Карибского бассейна быстро сокращались, так что эта часть бассейна уже в маастрихте превратилась в узкий мелководный прогиб, занимавший фронтальное положение по отношению к надвигавшейся на север прото-Кубинской островной дуге, а затем в раннем—среднем эоцене была раздавлена при непосредственном столкновении островной дуги с континентальной окраиной (вторая коллизия).

Следовательно, процесс формирования Центрального сегмента Кубы шел по двуступенчатой схеме: 1) коллизия меловой вулканической дуги с Южно-Американским континентальным фрагментом (микроконтинентом) с образованием прото-Кубинской островной дуги и 2) коллизия прото-Кубинской островной дуги с Северо-Американской континентальной окраиной.

Совсем иначе представлена картина аналогичных тектонических процессов в Западном сегменте Кубы, к западу от Главного Пинарского разлома. Здесь наиболее очевидна непосредственная коллизия Южно-Американского континентального фрагмента и Северо-Американской континентальной окраины, минуя меловую вулканическую островную дугу, а произошло это в палеоцене—раннем—среднем эоцене.

Действительно, комплексы эпиконтинентального осадочного карбонатного и терригенного чехла Южно-Американского типа (зоны Сьерра-дель-Лос-Органос и Южная зона Сьерра-дель-Росарио) и миогеосинклинальные комплексы Северо-Американской континентальной окраины (зоны Эсперанса и Северная зона Сьерра-дель-Росарио) здесь непосредственно контактируют, причем первые в форме шарьяжей и крупных тектонических покровов перекрывают вторые. Важно

подчеркнуть, что до этого юрские и меловые комплексы всех перечисленных зон (как северного, так и южного типа) не претерпели сколько-нибудь серьезных тектонических деформаций и, следовательно, можно утверждать, что палеоцен-среднеэоценовая коллизия была первой и единственной в истории этих двух тектонически разнородных элементов Западного сегмента Кубы.

В этом сегменте нет следов каких-либо процессов поддвига океанической коры (если не учитывать аллохтонную зону Байя-Онда), которые сопровождали бы латеральные тектонические перемещения разнородных блоков земной коры, завершившиеся палеоцен-эоценовой коллизией, хотя серпентинитовый меланж является характерным членом покровно-складчатой структуры Западной Кубы. Поэтому можно думать, что процесс перемещения на север Южно-Американского фрагмента происходил здесь по какой-то из субгоризонтальных поверхностей в верхних оболочках земной коры, в том числе и океанической, и не был столь масштабным по расстоянию, как в Центральном сегменте.

Таким образом, схемой одноступенчатого столкновения Южно-Американского континентального фрагмента и Северо-Американской континентальной окраины можно было бы удовлетворительно объяснить кинематику формирования Западного сегмента Кубы, если бы не эвгеосинклиальная структурно-формационная зона Байя-Онда, находящаяся в аллохтонном положении в северной части данного сегмента. В этом случае приходится предполагать дополнительные осложняющие горизонтальные перемещения сдвига-надвигового типа в том же интервале времени, в результате которых зона Байя-Онда была надвинута на комплексы Северо-Американской континентальной окраины, либо с юго-востока при предварительном ее столкновении с западным отрезком прото-Кубинской островной дуги, предшествовавшем коллизии с Южно-Американским фрагментом (и тут мы вновь возвращаемся к двухступенчатой кинематической схеме, но в обратной последовательности по сравнению с Центральным сегментом), либо с северо-востока из области возможного северо-западного продолжения зоны Главного офиолитового шва и зоны Саса в пределах северной акватории Кубы. В последнем случае придется допускать возможность тектонической фрагментации и Северо-Американской континентальной окраины. Вопрос этот труден и в настоящее время однозначно решен быть не может.

Наконец, совсем по-другому и асинхронно протекал процесс формирования Восточного сегмента Кубы. Хотя для этого региона также было характерно столкновение Северо-Американской континентальной окраины с меловой вулканической дугой, сопровождавшееся надвиганием комплексов последней в виде тектонических пластин и чешуй в северном направлении, тем не менее определяющую роль в формировании Восточного сегмента сыграл мантийный диапир, расколовший в конце позднего мела существовавшую здесь вулканическую островную дугу и обусловивший дивергентное (на север и юг) движение масс и соответствующую ориентировку надвигов и шарьяжей. В отличие от остальных сегментов Кубы основные тектонические перемещения здесь произошли в конце маастрихта—палеоцене, хотя внедрение мантийного диапира началось раньше — в кампане. В течение маастрихта и палеоцена в месте раздвига над мантийным диапиром в зоне Нипе-Кристалль возник рифтогенный относительно мелководный бассейн с субокеанической корой, в разных частях которого накапливались либо мелководные органогенно-обломочные известняки (типа Тинахито), либо терригенные и туфогенные турбидиты и флишиоды с продуктами ультраосновного вулканизма (формация Ла-Хикима в Аурас и формация Микара в Сагуа-де-Танамао).

Периодическое разрастание и подъем мантийного диапира привели к перемещению на север и надвиганию на комплексы Северо-Американской континентальной окраины не только северных фрагментов меловой вулканической дуги, но и периферических частей рифтогенного субокеанического бассейна, комплексы пород которых слагают разные тектонических пластины зоны Аурас. Южные



фрагменты меловой вулканической дуги совместно с ультрабазитами краевых частей мантийного диапира были перемещены на юг, где образовали зону тектонического сгущивания и метаморфизма горных масс (зона Нипе-Кристалль-Бараккоа), ставшую фундаментом для раннепалеогеновой вулканической дуги зоны Сьерра-Маэстра.

Процесс разрастания мантийного диапира прекратился в конце среднего эоцена, когда весь Восточный сегмент, включая зоны Аурас, Нипе-Кристалль-Бараккоа и Сьерра-Маэстра, испытал мощный импульс тектонического сжатия, объединивший в единую покровно-складчатую структуру все зоны Восточной Кубы.

Следовательно, в Восточном сегменте Кубы кинематическая схема его формирования резко отличалась от остальной части Кубы и характеризовалась отчетливым дивергентным характером тектонических перемещений с осевой субширотной зоной раздвижения.

В северной половине сегмента тектонические перемещения были направлены на север и привели в маастрихте—палеоцене к столкновению Северо-Американской континентальной окраины с фрагментами меловой вулканической дуги. В южной половине сегмента латеральные перемещения были направлены на юг (чего не было в остальных сегментах Кубы) и образовали зону субокеанической аккреции, ставшую фундаментом для раннепалеогеновой вулканической дуги Юго-Восточной Кубы и Кайманского хребта.

Итак, выясняется, что тектоническая сегментация Кубинской островной дуги имеет весьма глубокие корни и находит свое отражение не только в различиях структурно-формационной зональности, магматизма, времени и стиля тектонических деформаций и, наконец, в особенностях строения земной коры; она отражается и в существенных различиях кинематики тектонических движений.

Причины таких различий не могут быть выяснены на материале только кубинской геологии, для этого требуется привлечение и анализ геологических и геофизических данных по всему Карибскому региону и его континентальному обрамлению с последующим составлением геодинамических и палинспастических схем и карт, что представляет собой самостоятельную задачу. В то же время уже сейчас становится ясным, что многие особенности тектонического развития Кубы в существующие кинематические схемы Карибского региона (см., например [Рябухин и др., 1983; Anderson, Schmidt, 1983] и др.) не укладываются и, следовательно, общая кинематическая и геодинамическая картина тектонических перемещений и взаимодействия в юре, мелу и палеогене блоков и плит земной коры в Центральной Америке и Карибском регионе оказывается много сложнее, чем это представлялось раньше.

Итак, о-в Куба, располагаясь на западном фланге Большой Антильской островной дуги, в то же время представляет собой зону приращения Северо-Американского континента. На его примере наглядно видно сколь сложен, многообразен и многоэтапен процесс материковой аккреции. Решающим в этом смысле было время среднего эоцена, однако зрелая континентальная кора в пределах острова не сформировалась до настоящего времени. Это — следствие принадлежности Кубы Большеантильской островной дуге. Гранитно-метаморфический слой хорошо развит в пределах Северной кубинской суперзоны, но и тут пока еще отсутствуют мощные проявления калиевого гранитоидного магматизма. Земная кора здесь утоненная по сравнению с континентальной и строение ее не столь типичное. Что же касается южных областей острова, то развитие гранитно-метаморфического слоя стоит в них на значительно более низкой эволюционной ступени. Распределение его скоплений имеет здесь весьма неравномерный характер.

Процесс аккреции материковой коры на юге Северной Америки, как ясно видно на геологическом материале по Кубе, протекал параллельно автохтонным и аллохтонным путями. Автохтонный путь — посредством формирования остров-

ных дуг и их последующего тектонического сближения с континентом; он был основным. Аллохтонный путь — приращение чужеродных континентальных отторженцев. В данном случае речь идет об отторженцах, отчленившихся от северной окраины Южно-Американского материка. В конечном итоге вырисовывается картина прогрессивного приращения Северо-Американского континента за счет тектоно-магматических процессов, протекавших на его южной окраине. Однако масштабы такого приращения, несмотря на длительный отрезок времени — 80 млн лет, невелики: порядка 100 км. Это свидетельство продолжающейся тектонической активности региона. И действительно, за мощными ларамийским и среднемиоценовым диастрофизмами следовало формирование локальных, но значительных по размаху зон опускания, отражавших деструктивные тектонические процессы. Примером самой молодой деструктивной зоны является впадина Флоридского пролива глубиной более 2000 м, отделяющая ныне Кубу от материка.

В заключение следует сказать, что каждая структурно-формационная зона Кубы являет собой пример тектонического расслоения земной коры, а в некоторых случаях и верхов мантии. Тем самым учение о тектонической расслоенности литосферы получает дополнительное и весьма существенное обоснование.

Авторы полагают, что изложенная в Объяснительной записке новая тектоническая концепция происхождения Кубы будет полезна как в научном отношении, так и для практической геологии, способствуя более правильной ориентировке в Республике поисковых работ на различные виды минерального сырья.

## ПРИЛОЖЕНИЕ 1

### <sup>1</sup>ПОЯСНЕНИЯ К СХЕМЕ "ТИПЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ КУБЫ И ПРИЛЕГАЮЩИХ АКВАТОРИЙ" М-БА 1: 2 500 000

(врезка на Тектонической карте Кубы)<sup>1</sup>

Остров Куба, являющийся частью Большой Антильской дуги, представляет собой один из интереснейших объектов изучения закономерностей формирования земной коры. По особенностям строения консолидированной коры и осадочно-вулканогенного чехла в пределах острова выделяются области с корой континентального, переходного и субокеанического типа.

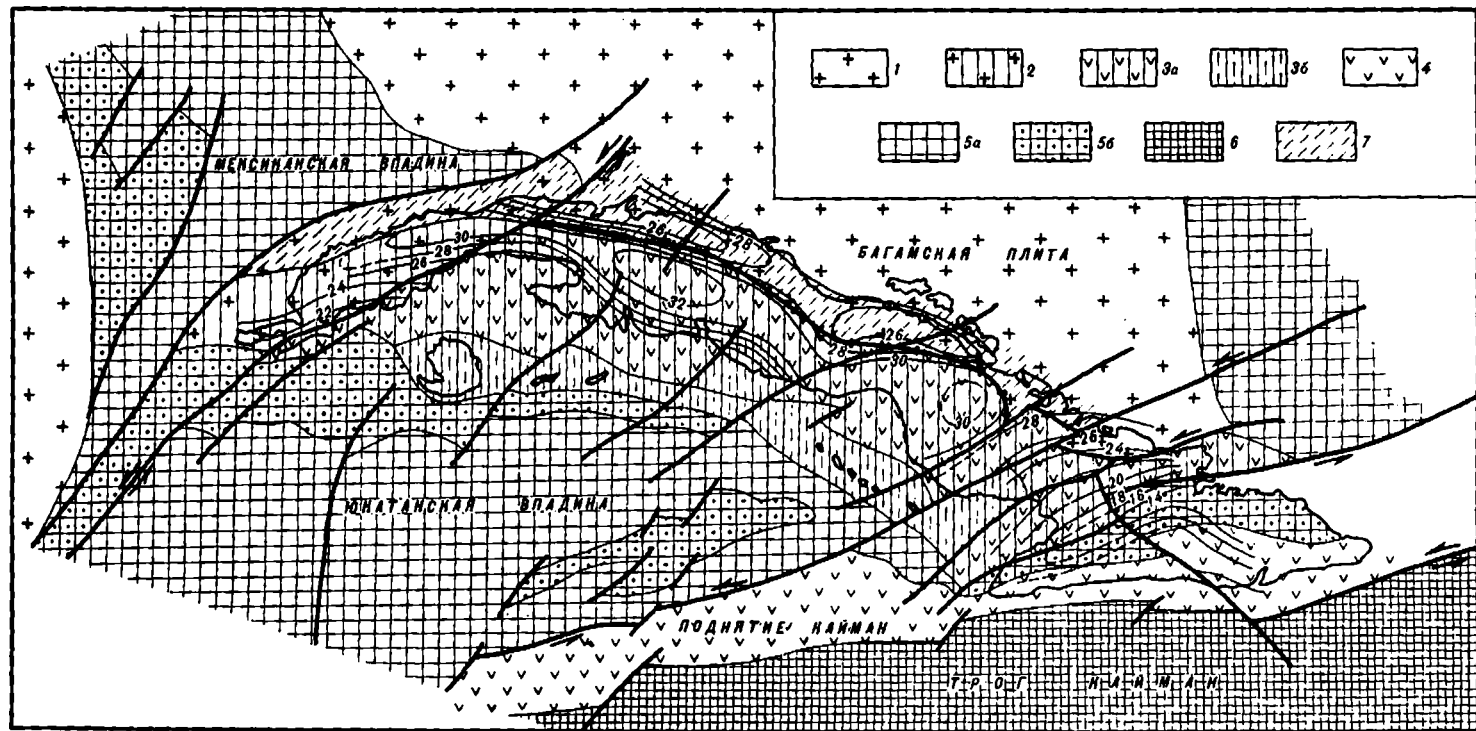
Область с корой континентального типа (схема) занимает северную часть Центральной Кубы и Западную Кубу. Северная часть Центральной Кубы характеризуется трехслойной типично континентальной корой мощностью 22—30 км. Мощности гранитно-метаморфического и базитового слоев примерно равны. Осадочный чехол, сложенный юрско-меловыми карбонатно-кремнистыми толщами шельфа и континентального склона, имеет мощность 5—7 км. В палеотектоническом аспекте эта область рассматривается как край Северо-Американского континента с чехлом осадков, для которых характерна смена мелководных фаций глубоководными с севера на юг. Вдоль зоны сочленения с кубинскими структурами миогеосинклинальные серии чехла деформированы и перекрыты пакетом пластин краевых офиолитовых аллохтонов с образованием надвигов и чешуй.

Западный сегмент области континентальной коры выделяется в самостоятельную структуру. Несколько повышенная мощность коры (24—30 км) объясняется тем, что в составе аллохтонного комплекса развиты миогеосинклинальные серии как Северо-, так и Южно-Американского континентов, а также офиолитовый комплекс Байя-Онда. Выделение Западной Кубы в самостоятельный блок, помимо особенностей поверхностных комплексов, продиктовано также разницей сейсмических характеристик консолидированной коры. Верхний слой консолидированной коры западного сегмента имеет скорости продольных сейсмических волн 5,8—6,4 см/с, а в остальной части миогеосинклинальной области — 6,2—6,3 км/с; скорости нижнего слоя соответственно 6,9 и 7,2 км/с [Буш, Щербакова, 1986]. При этом мощность базитового слоя 15 км, а гранитно-метаморфического 10 км. Западный сегмент ограничен и разбит сдвигами. Юго-восточная граница проходит по Главному Пинарскому разлому [Эчевария и др., 1974].

Зона Главного офиолитового шва отчетливо выражена в сейсмических параметрах [Бовенко и др., 1979; 1980; Буш, Щербакова, 1986] и характеризуется сокращенной мощностью (22—26 км) коры. Здесь развита система разломов типа взбросо-надвигов, уходящих на всю мощность коры. Плоскости разломов падают на юг под углом 35—80°. На поверхности зона Главного шва трассируется выходами офиолитов, слагающих аллохтонные пластины, которые надвинуты к северу на миогеосинклинальную область.

Эта зона, отчетливо выраженная как в поверхностных, так и в глубинных структурах, представляет собой альпийскую структуру, которая отделяет миогеосинклинальную область Северо-Американского континента от эвгеосинклинальной области Кубы. Надо отметить, что Главный офиолитовый шов прослеживается

<sup>1</sup>В написании Приложения 1 принимал участие А.Л. Втулочкин.



Типы земной коры Кубы и ее обрамления по геолого-геофизическим данным. Составили В.Л. Втулочкин, А.А. Моссаковский, Г.Е. Некрасов, С.Д. Соколов

1, 2 — континентального типа (2 — с аллохтонными комплексами чехла южных континентальных структур); 3, 4 — переходного типа: 3 — позднемерелового возраста (а — с маломощным невыдержанным гранитно-метаморфическим слоем; б — с хорошо развитым гранитно-метаморфическим слоем и реликтами коры южных континентальных структур), 4 — палеогенового возраста; 5 — субокеанического типа (а — нормальной мощности; б — повышенной мощности); 6 — кора океанического типа; 7 — зона тектонического сжатия и деформаций осадочного чехла континентальной коры

только на участке от провинции Гавана до провинции Ольгин. На западе и востоке он срезается сдвиговыми нарушениями, ограничивающими интервал, на котором непосредственно происходило столкновение островной дуги и Северо-Американской континентальной окраины (см. рис. 1).

На эту особенность структуры Кубы не обращалось должного внимания. Отсюда вытекают те трудности и разночтения в трактовке структур зоны Байя-Онды и офиолитов Восточной Кубы, особенности строения которых не укладываются в традиционные представления о взаимоотношении мио- и эвгеосинклинальных областей Кубы.

В современной структуре зона Байя-Онда находится в аллохтонном положении. В гравиметрическом поле ей соответствует положительная аномалия, раскрывающаяся к северу. Мощность слагающих зону комплексов оценивается в 8 км. Исходя из этого можно предполагать, что корневая зона аллохтона Байя-Онда находится севернее, в акватории Мексиканского залива.

К югу от Главного офиолитового шва расположена область с корой переходного типа [Моссаковский и др., 1986; Буш, Щербакова, 1986]. Она характеризуется дифференцированным полем силы тяжести и интенсивными магнитными аномалиями мозаичного плана [Soloviev O., Skidan S., Pankratov A., Skidan I., 1964]. Несмотря на значительную мощность коры (28—32 км), сопоставимую с корой континентального типа, она отличается от нее повышенной мощностью базитового слоя до 20 км и сокращенным по мощности (3,5—8 км) и невыдержанным гранитно-метаморфическим слоем [Бовенко и др., 1980]. Граничные скорости гранитно-метаморфического слоя (6,2—6,3 км/с) в целом выше скоростей, обычных для земной коры континентального типа (5,5—6,3 км/с). Область с корой переходного типа имеет ряд особенностей и делится на северную (зона Саса) и южную (зона Хувентуд—Эскамбрай) зоны.

Строение Северной зоны определяется широким распространением меловых островодужных серий, фундаментом которых служат на юге выходы плагиогнейс-амфиболитового комплекса Мабухина, а на севере — офиолитового комплекса. Время становления гранитно-метаморфического слоя коры переходного типа определяется появлением верхнемеловых гранитоидов. Наименьшую мощность (3,5 км) гранитно-метаморфический слой имеет во впадине Батабано, где кора уже приближается к субокеаническому типу [Эчевария и др., 1974].

Южная зона характеризуется отсутствием гранитоидов и широким развитием метаморфических толщ, среди которых наряду с мезозойскими метаморфизованными содержатся более древние образования [Моссаковский и др., 1986]. В массиве Эскамбрай обнажается сложно деформированный в систему покровов и складок комплекс пород мезозойского чехла и сиалического фундамента Южно-Американского континента (кристаллические сланцы Альгарробо), а также деструктивный комплекс с фрагментами, возможно, своего меланократового основания (эклогит-амфиболитовая ассоциация Яябо). Эскамбрай представляет собой зону тектонического сучивания, наращивающую островную дугу Кубы с юга за счет аккреции комплексов, принадлежащих Южно-Американскому континенту и его деструктивной окраине.

Все выше сказанное убеждает нас в существовании разных механизмов (островодужного и аккреционного) формирования коры переходного типа. С юга кубинские структуры обрамляются областью с субокеанической и океанической корой Юкатанской впадины (мощность 15—20 км).

В пределах Восточной Кубы выделяется область с резко сокращенной мощностью земной коры (14—18 км) и отсутствием сейсмических границ в коре. Ей соответствует крупная положительная гравитационная аномалия интенсивностью до 180 мГал [Soloviev O., Skidan S., Skidan I. et al., 1964]. Сейсмические данные указывают на блоковое строение коры, что хорошо согласуется с наличием здесь крупных

сдвиговых нарушений. Здесь выделяется область с корой субокеанического типа, образование которой связывается нами с возникновением мантийного купола.

Наши исследования показывают, что ультрабазитовый массив Маяри-Кристалль входит в состав ультрабазит-флишевой ассоциации, становление которой происходило в маастрихт-палеоценовое время. Центральная часть массива (маяри) представлена погружающимися на большую глубину гипабиссальными ультрабазитами. Вдоль восточной части массива развит комплекс пород, состоящий из перидотитов массива Кристалль, лавобрекчий и туфобрекчий с горизонтами стратифицированных туфов ультраосновного состава. Восточнее среди флишеидных отложений свиты Микара (маастрихт — палеоцен) встречаются пачки туфогенных турбидов, туфов ультраосновного состава, которые выклиниваются к востоку в сторону массива Моа (офиолитовая ассоциация). Образование ультрабазит-флишевой ассоциации можно объяснить внедрением мантийного диапира в верхние горизонты земной коры.

В южном направлении субокеаническая кора снова сменяется областью с корой переходного типа с хорошо выраженными базитовым и гранитно-метаморфическим слоями. Поперек структуры мощность коры постепенно нарастает к югу главным образом за счет увеличения базальтового слоя, а затем южнее Кубы вновь утоняется и сменяется корой океанического типа трога Кайман. Формирование коры и становление гранитно-метаморфического слоя связано с развитием палеогеновой островной дуги Сьерра-Маэстра. В отличие от ранее описанной верхнемеловой переходной коры островодужного типа, становление гранитно-метаморфического слоя здесь произошло только в палеогене и его показателями могут служить интрузии, внедрившиеся на рубеже среднего и позднего эоцена. Этот тип коры прослеживается в западном направлении в сторону подводного поднятия Кайман.

Таким образом, земная кора Кубы состоит из разнородных и разновозрастных элементов, объединенных в единую структуру тектоническими движениями альпийского времени. Континентальная кора Северной многоэосинклинальной области имеет наиболее древний возраст и представляет собой южную окраину Северо-Американского континента. Значительную часть Кубы занимает область с корой переходного типа, имеющей две разновидности. К первой относится кора островодужного типа с верхнемеловым гранитно-метаморфическим слоем. Столкновение островной дуги в начале палеогена с Северо-Американским континентом обусловило возникновение сутуры, к которой приурочены выходы офиолитов. Эта зона коллизии ограничена сдвиговыми нарушениями, которые являются, вероятно, выражением в современной структуре палеотрансформных разломов. Ко второй разновидности относится переходная кора с молодым допозднекампанским гранитно-метаморфическим слоем, который состоит из разнородных метаморфических образований, включая ремобилизованные фрагменты сиалической коры Южно-Американского континента. Существенную роль в становлении коры этого типа играли процессы сучивания, аккреции и поддвига мезозойских толщ чехла и деструктивных комплексов Южно-Американского континента.

Субокеаническая кора Восточной Кубы образовалась в маастрихт-палеоценовое время в результате внедрения мантийных масс в верхние части земной коры. Предполагается, что эта область представляет собой деформированный в конце среднего эоцена и включенный в структуру островной дуги Кубы фрагмент коры Юкатанской впадины. Наконец, на самом юго-востоке развита область переходной коры островодужного типа с палеогеновым гранитно-метаморфическим слоем.

Все перечисленные разнородные и разновозрастные блоки земной коры в результате тектонических движений были спаяны воедино, образовав современную гетерогенную кору Кубы. Существенную роль играли процессы тектонического сучивания и сближения в пространстве разнородных литопластин, что в конечном счете привело к образованию латерально неоднородной горизонтально-расслоенной коры. Важно отметить, что процесс формирования коры проходил в несколько последовательных этапов.

## ПОЯСНЕНИЯ

### К НЕОТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТЕ КУБЫ М—БА 1:2 500 000

(врезка на Тектонической карте Кубы)<sup>1</sup>

В позднеэоцен-четвертичное время ранее сформированные структурно-формационные комплексы подвергались деформациям принципиально иного типа, которые выражены в виде поднятий и впадин современного рельефа и в особенностях фаций и мощностей средне-верхнекайнозойских отложений. Позднеэоцен-четвертичный отрезок геологической истории Кубы относится к новейшему или неотектоническому этапу ее развития.

Развитие структуры Кубы, как и других Больших Антильских островов, в течение этого этапа вызывало и вызывает различные толкования. Многие исследователи считали, что неотектонические движения там были преимущественно вертикальными (глыбовыми и глыбово-волновыми), а также сдвиговыми; высказывались мнения, что послезоценовые деформации на этих островах практически отсутствуют. В рамках теории тектоники литосферных плит, применение которой для всей этой области весьма популярно и перспективно, неотектонические исследования чаще всего ограничивались изучением и реконструкцией относительного перемещения островов и в меньшей степени касались характера, природы и направленности внутренних деформаций. Причем основная информация об этом исходила из анализа распространения и условий залегания комплекса новейших отложений, которые связывались с "наложенными" и "новообразованными" впадинами.

Рассматриваемая Неотектоническая карта Кубы является результатом анализа суммарных деформаций, которые произошли на всей территории островов Республики Куба и прилегающих акваторий начиная с конца эоцена. В этот анализ включены довольно обширные площади, где новейшие отложения не отлагались либо были размыты, а на поверхности развиты более древние структурно-формационные комплексы. Последние, по существу, являются основанием и в качестве такового противопоставляются покровному комплексу средне-верхнекайнозойских отложений.

В соответствии с вышесказанным Неотектоническая карта Кубы составлена по данным сопряженного анализа структурно-геологических и структурно-геоморфологических материалов, включая широкое использование космических изображений. При этом в качестве основы были использованы Геологическая карта Кубы масштаба 1:250 000 и материалы геофизического зондирования глубинных структур наземных впадин и акваторий, упомянутые при описании тектонической карты. Неотектоническая структура впадин показана в изогибсах горизонтов осадочного чехла более древних, чем подошва новейшего комплекса: в пределах суши это подошва молассового комплекса среднего—верхнего эоцена, а в пределах акватории северного обрамления Кубы — подошва всего осадочного чехла.

Таким образом, амплитуды вертикальной компоненты деформаций на этих территориях относятся к большему интервалу времени и превышают существенно неотектонические. Но имеющиеся данные не позволяют сейчас внести достаточно надежные поправки в значения изогипс, показанных на карте, и привести их к единому возрастному реперу. На этих участках карта характеризует, строго говоря, главным

<sup>1</sup> Приложение 2 написано В.И. Макаровым.

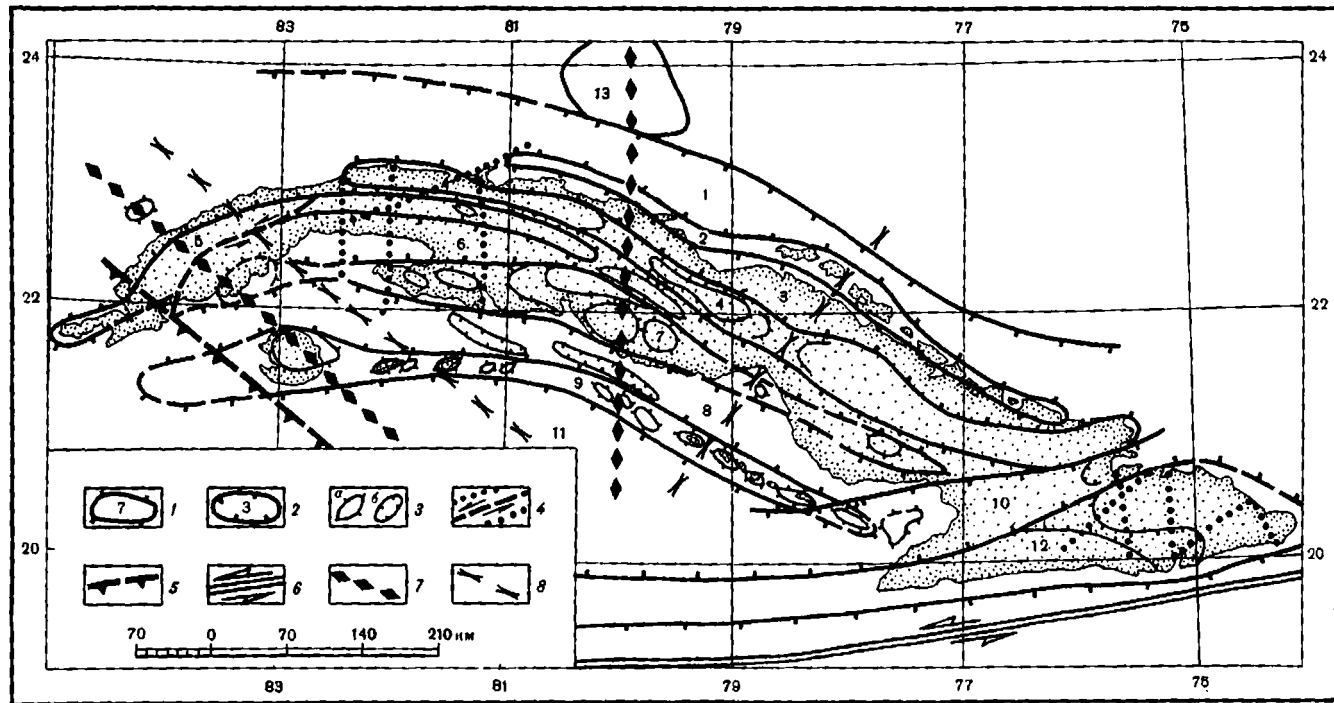


Схема неотектонической зональности Кубы

1 — зоны поднятий преимущественно антиклинального типа; 2 — зоны прогибов преимущественно синклинального типа; 3 — локальные поднятия (а) и прогибы (б); 4 — некоторые разломы, в том числе со сдвигом; 5 — флексурная зона; 6 — осевая зона и сдвиг трога Кайман (Бартлетт); 7, 8 — оси региональных поперечных поднятий (7) и опусканий (8)

Цифры на схеме синклинальные зоны: 1 — Николас-Старобагамская, 3 — Северо-Кубинская, 6 — Броа, 8 — Южно-Кубинская, 10 — Кауго-Нине, 11 — Юкатанская глубоководная впадина; антиклинальные зоны: 2 — Сабано-Романская, 4 — Северо-Кубинская, 5 — Пинар-дель-Рио, 7 — Южно-Кубинская, 9 — Лос-Канарреос Хардинес-де-ла-Рейна, 12 — Кайман-Сьерра-Маэстра—Баракоеа, 13 — поднятие Ки-Сал



образом качественную сторону неотектонических движений и созданных ими структурных элементов. Мы сочли возможным это сделать по двум причинам: 1) из-за необходимости представить цельную модель новейших деформаций всей территории Кубы, всю пластику ее новейшей тектоники, 2) из-за глубокого убеждения в унаследованном развитии показанных на карте деформаций осадочного чехла северного, так называемого платформенного края Кубы.

В специальных полевых исследованиях, направленных на изучение неотектоники Кубы и составление Неотектонической карты, кроме автора, принимали непосредственное участие Ф.Формель (восток Кубы) и Ф.Артеага (западная и центральные части). Отдельные весьма плодотворные маршруты выполнены автором карты совместно с К.Брежнянским (ВНР), А.М. Бабаевым и Н. Раджабовым (Институт геологии Академии наук Таджикской ССР).

Анализ пространственных закономерностей развития частных неотектонических впадин и поднятий, которые можно обособить и проследить достаточно уверенно в пределах островов и шельфа Кубы, обнаруживает, что все они группируются в четко проявленные линейные зоны шириной от 7—8 до 45 км и длиной до 500—850 км (схема). Судя по характеру залегания новейших отложений и их взаимоотношениям с более древними формациями, неотектонические поднятия и их зоны в большинстве своем представляют складки основания — антиклинальные изгибы большого радиуса кривизны. Впадины и их зоны имеют соответственно синклинальную структуру. Сопряжение антиклинальных и синклинальных форм, их зон и систем местами осложнено более или менее крупными разрывами или флексурно-разрывными зонами.

Антиклинальные зоны морфологически весьма значительно отличаются одна от другой. Окраинные Северная и Южная зоны (см. цифры 2 и 9 на схеме) являются современными конседиментационными поднятиями и представляют подводные возвышенности, частично отмеченные островами. Сложены они преимущественно карбонатными отложениями. Остальные, внутренние, зоны представляют в различной мере поднятые и расчлененные эрозией массивы, в ядрах которых вскрыты породы сложно дислоцированного основания (мезозой — нижний кайнозой). В общем столь же изменчиво строение зон поднятий и по их простиранию, что связано с их значительными ундуляциями и кажущейся прерывистостью.

Принципиально сходные изменения характерны и для синклинальных зон, среди которых развиваются и конседиментационные морские прогибы (см. цифры 1 и 8 на схеме) и наземные прогибы, испытывающие уже более или менее значительное эрозионно-денудационное преобразование (см. цифры 3, 6, 10 на схеме).

Определенным своеобразием отличается неотектоническая структура юго-восточной окраины Кубы. На дугообразную систему антиклинальных и синклинальных зон, имеющих здесь запад-северо-западное—восток-юго-восточное простирание, наложены и как бы перерабатывают ее системы активных субширотных структур—прогиб Кауто-Нипе и типично орогенная система Сьерра-Маэстра-Баракоа.

Пространственные закономерности изменения морфологии и строения антиклинальных и синклинальных зон, отмеченных выше, позволяют наметить несколько региональных секущих зон неотектонических деформаций, диагональных по отношению к элементам продольной зональности или поперечных к ним. Эти секущие зоны проявлены одновременным общим снижением или поднятием, или флексуорообразным преломлением сразу всех продольных зон. К ним же отнесены некоторые зоны, установленные по геофизическим данным и согласующиеся с неотектонической структурой.

Структурно-морфологический анализ всего Карибского региона позволяет предполагать, что характер большинства отмеченных выше зон новейших секущих деформаций Кубы региональный (транзитный) и что их заложение глубокое, верхнемантийное и нижнекоровое.

Территорию Кубы условно можно подразделить на четыре несколько отличающиеся одна от другой части, или сектора. В крайнем западном секторе (Пинар-дель-Рио) преобладают северо-восток—юго-западные простирания молодых структур и левосдвиговые смещения по разрывам этого простирания. На такие же смещения указывается и западнее, по разломам вдоль восточного побережья Юкатанского полуострова. Предполагается, что в этой части достаточно активны и глубинные деформации северо-западного простирания. Укажем, например, на весьма протяженное поперечное поднятие, к которому приурочены крупный выступ метаморфического комплекса о-ва Хувентуд, столь же обширное и изометричное скрытое поднятие, устанавливаемое по геофизическим данным в структуре низменной прибрежной части провинции Пинар-дель-Рио юго-западнее впадины Лос-Паласиос, поднятые участки в пределах Юкатанской впадины, острова Малый Кайман и Кайман-Брак, Ямайка и, далее, поперечный порог и сужение в Колумбийской впадине.

Для сектора Гавана-Матансас характерны широтная зональность и слабое проявление поперечных региональных деформаций. Этот сектор ограничен субмеридиональной флексурно-разрывной зоной Кочинас-Карденас, представляющей, по видимому в основном структуру растяжения.

Для более восточного, Центрального, сектора Кубы, включающего территории провинций Лас-Вильяс, Камагуэй и Ольгин, характерна выдержанная северо-запад—юго-восточная зональность новейших структур, нарушаемая поперечными ундуляциями и флексурами. Крайний юго-восточный сектор включает упомянутые выше субширотные системы Кауто-Нипе и Сьерра-Маэстра—Баракоа.

Основу западного сектора Кубы составляют сопряженные системы поднятия Пинар-дель-Рио и впадины Лос-Паласиос северо-восточного простирания, разделенные разломом Пинар-дель-Рио. Поднятие, амплитуды которого достигают 500—700 м, включает три дугообразно изогнутые линейные зоны антиклинального и горст-антиклинального характера: северо-западная прибрежная зона включает поднятия Матаамбре и Пан-де-Гуахайбон, срединная зона включает поднятия Сьерра-де-лос-Органос и Сьерра-дель-Росарио, юго-восточная зона, которую мы условно назвали зоной Гуане, срезается разломом Пинар-дель-Рио.

Самостоятельность и антиклинальный характер всех этих зон очевидны на юго-западном их окончании, где покровно-складчатые комплексы основания уходят под чехол позднекайнозойских отложений п-ова Гуахакабибес, образуя хорошо выраженные периклинали. Здесь они разделены синклинальными прогибами Мантуа и Гуане, которые по простиранию на северо-запад в значительной мере теряют свою морфологическую ясность, переходя в долинообразные впадины конэрозионного типа. Из них наиболее отчетливо выражена тектоническая депрессия Виньялес, структурно продолжающая синклиналь Гуане, но в отличие от нее интенсивно моделированная эрозионно-карстовыми процессами. В районе г. Сан-Диего-де-лос-Баньос эта депрессия, приобретая аномальное простирание на юго-восток, раскрывается к прогибу Лос-Паласиос, отделяясь от него ступенью разлома Пинар-дель-Рио.

В этом районе вся система поднятий Пинар-дель-Рио испытывает заметную общую деформацию: излом, искривление и, возможно, правостороннее сдвиговое смещение вдоль некоторой зоны северо-западного простирания. Ее можно определить как зону скрытого разлома, или флексуру. Она разделяет систему поднятий Пинар-дель-Рио на две части, несколько различающиеся по своей морфологии. Восточная половина (Пан-де-Гуахайбон и Сьерра-дель-Росарио) в целом более приподнята и характеризуется большей раздробленностью, меньшей шириной тектонических зон и явной редуцированностью отрицательных элементов, которые представлены узкими долинообразными шовными зонами. В общем неотектоническая структура системы поднятий Пинар-дель-Рио свидетельствует о ее формировании в условиях субмеридионального сжатия.

Прогиб Лос-Паласиос является или, точнее, до самых последних стадий развития представлял конседиментационную структуру. На поверхности ему отвечает обширная, очень слабо дифференцированная аккумулятивная равнина четвертичного возраста. Суммарная неотектоническая деформация охарактеризована по геофизическим данным. Дополнительных данных о деталях этой структуры и особенностях ее формирования нет.

Разлом Пинар-дель-Рио представляет ярко выраженный тектонический уступ. Будучи в целом изогнутым, он характеризуется чрезвычайной прямолинейностью весьма протяженных его участков. Амплитуда вертикальной компоненты смещения по нему за неотектонический этап на центральном участке достигает 0,5—1 км, убывая к флангам. По данным В.Г. Трифонова, Х. Оро и К. Переса [1986], разлом представляет неотектонический и активный в настоящее время сейсмически опасный сдвиг с левосторонним смещением. Суммарная амплитуда смещения по нему может достигать первых десятков километров, исходя из средней скорости перемещений по нему за четвертичный период около 1 мм/год.

Сектор Гавана-Матансас, охватывающий в основном территории одноименных провинций, характеризуется преобладанием субширотных простираций. Здесь также северная половина в целом относительно приподнята, но со значительно меньшими общими амплитудами (до 200 — 300 м) и меньшим контрастом между положительными и отрицательными формами, а также близкими размерами (конгруэнтностью). Пликативная природа этих форм здесь достаточно очевидна во множестве мест. Поэтому нет сомнений, что они представляют типичные складки основания, конформно облекаемые слоями верхнеэоцен-плиоценового возраста.

Таковой, например, является поднятие Гавана-Матансас, самое северное из рассматриваемой системы. Структурно оно непосредственно продолжает поднятие Пинар-дель-Рио (зону Сьерра-дель-Росарио), отделяясь от него широкой полосой отрицательной ундуляции. Сложно дислоцированные образования верхней юры—палеогена, которые слагают ядро поднятия, облекаются миоценовыми известняками. Последние залегают на порогах ядра с резким несогласием и изогнуты в широкий асимметричный свод, который особенно хорошо выражен на своей восточной периклинали у г. Матансас.

Восточным, по-видимому, относительно смещенным (кулисным) продолжением поднятия Гавана-Матансас является невысокий (до 50—100 м) куполообразный выступ основания Карденас.

Южнее вдоль осевой части острова простирается еще одна зона пологих антиклинальных поднятий с обнаженными в их ядрах древними формациями: Бехукал, Мадруга и Колизео. От поднятия Гавана-Матансас они отделены неглубокой синклинальной зоной, в которой покровно-складчатое основание находится на высотах 0—150 м.

Вся система структур рассматриваемого сектора нарушена флексурно-разрывной зоной северо-восточного простираения, которая параллельна разлому Пинар-дель-Рио и как бы кулисно его подставляет в региональном плане Кубы. Морфология дна примыкающей с севера акватории позволяет предполагать, что эта зона уходит за пределы острова далеко на северо-восток.

Южная низменная часть сектора Гавана-Матансас и залив Броя, как показывают геофизические данные, отвечают широкому изометричному прогибу Броя, в пределах которого подошва среднего—верхнего эоцена опущена до -3 км. Контуры четвертичного осадконакопления и форм современного рельефа заставляют предполагать, что с течением времени прогиб Броя значительно видоизменился, он приобрел линейную форму и субширотную ориентировку, а ось его сместилась несколько на юг и обозначена заливом Броя и его наземным очень низменным продолжением. О значительных современных деформациях в этой зоне свидетельствуют данные повторного нивелирования, которые, по данным Е.М. Маркес, характеризуются относительными скоростями до 10 мм/год. Совсем незначительно

приподнятый над этой зоной п-ов Сапата, сложенный неоген-четвертичными карбонатными отложениями, в этом плане мы оцениваем как четвертичную антиклинальную зону конседиментационного типа.

К востоку от субмеридиональной зоны Кочинос-Карденас неотектоническая структура острова характеризуется преимущественно северо-запад—юго-восточным простиранием. Здесь отчетливо выделяются две весьма различные части, разделенные поперечной (северо-восточного простирания) флексурно-разрывной зоной и сопряженной с ней Центральным прогибом того же простирания. В общем характер неотектонических деформаций в той и другой части аналогичен таковому на территории описанных выше секторов. Однако интенсивность их к западу и востоку от Центрального прогиба различна.

Территория провинции Лас-Вильяс, особенно восточная ее половина, характеризуется общим приподнятым положением основания и весьма интенсивной молодой складчатостью — развитием относительно узких линейных складок основания, которые в западном направлении веерообразно раскрываются и расширяются. Кульминация приходится на поднятие Эскамбрай, состоящее из двух куполов, в ядрах которых вскрыты древнейшие на Кубе метаморфические комплексы с очень сложной внутренней структурой. Амплитуда новейших воздыманий здесь превышает 800—1000 м, хотя к северу от них вся система складок основания характеризуется фоновыми значениями (100 — 300 м).

Неотектонические складки, примыкающие к куполам Эскамбрай и как бы обрамляющие их, особенно с северо-западной стороны, свидетельствуют о значительном влиянии этих куполов при формировании этих складок. Рост этих куполов сопровождался, очевидно, значительным давлением с их стороны на смежные массивы. Таким образом, воздымание куполов Эскамбрай было, вероятно, самостоятельным активным процессом.

Юго-восточнее Центрального прогиба, на территории провинций Камагуэй и Ольгин, сформирована сводообразная в целом система пологих складок основания с незначительно приподнятым положением последнего (до 200 — 300 м). Система секущих флексурно-разрывных нарушений северо-западного простирания, устанавливаемая по геолого-геофизическим и геолого-геоморфологическим данным и вызывающая широкую отрицательную ундуляцию всей рассматриваемой системы складок и возможную их правосдвиговую деформацию, разделяет эту область на две части, несколько различающиеся по стилю новейших деформаций. Западная часть, Камагуэй, характеризуется более простой, менее напряженной структурой по сравнению с восточной частью. Причина этого состоит, по крайней мере отчасти, в различиях состава и внутренней древней структуры этих территорий.

Изменение простирания всей системы складок от юго-восточного, в целом характерного для нее, к субширотному на крайнем востоке этого сектора мы связываем с активным воздействием на нее наложенных глубинных структур юго-восточной Кубы, прежде всего прогиба Кауто-Нипе.

Юго-восточная часть Кубы принадлежит, как уже отмечалось, существенно иной системе неотектонических структур, которая в значительной мере связана с развитием субширотных впадин вторично-океанического типа (Юкатанской и Кайманова желоба) и гигантским левосторонним сдвигом вдоль Кайманова желоба. На востоке сказывается определенное влияние прогиба Старого Багамского пролива, который имеет северо-западное простирание.

Детали неотектонической структуры этой части Кубы подробно описаны В.И. Макаровым [1986]. Здесь отметим лишь следующее. Прогиб Кауто-Нипе, являясь непосредственным продолжением Юкатанской глубоководной впадины, генетически связан с ее развитием. Он сформирован над выступом верхней мантии, имеет маломощную кору переходного типа с редуцированным "гранитно-метаморфическим" слоем [Бовенко и др., 1980], тогда как рядом, в пределах Камагуэйского свода, развита мощная (до 37 км) кора континентального типа.

Главнейшими элементами прогиба Кауто-Нипе являются впадины Кауто на западе, Какокум в центральной части и Нипе на востоке. При этом впадина Какокум, как таковая, к настоящему времени практически отмерла, потеряла свою морфологическую обособленность и, более того, частично перерабатывается, по-видимому, более молодой или по крайней мере более активной на плиоцен-четвертичном этапе впадиной Нипе. Границы прогиба со смежными системами поднятий имеют флексурно-разрывный характер и на отдельных участках проявлены ступенями гравитационного поля. Неотектоническая структура лишь частично согласуется со структурой смежных поднятий и в целом имеет самостоятельный план. Здесь отмечены примеры заметной переработки ранних элементов неотектонической зональности более поздними, плиоцен-четвертичными.

Южнее прогиба Кауто-Нипе развивается типично орогеническая структура, которая включает разнородные по своей предыстории и составу основания горные системы Сьерра-Маэстра и Баракоа. Они разделены отмеченными выше региональными флексурно-разрывными секущими зонами северо-западного простирания и впадиной Гуантанамо.

Система поднятий хребта Сьерра-Маэстра представляет достаточно цельный одноплановый (с точки зрения неотектонической структуры) блок земной коры. Это серия параллельных, тесно сомкнутых и последовательно снижающихся на север тектонических ступеней антиклинального или, точнее, горст-антиклинального типа, в общем образующих единый асимметричный свод. Антиклинальная природа этих ступеней достаточно отчетливо обнаруживается на погружении. Разделяющие их отрицательные формы редуцированы и представлены долинообразными шовными зонами, которые раскрываются в нормальные асимметричные синклинальные структуры на западном и восточном погружениях системы.

Секущая флексурно-разрывная зона, которую мы по геолого-геоморфологическим данным прослеживаем из района г. Виктория-де-ла-Тунас на севере в район залива Сантьяго-де-Куба на юге, вызывает значительное общее опускание всех тектонических зон системы Сьерра-Маэстра (опущено восточной крыло зоны). Можно предполагать, что именно с этой зоной связаны проявления молодого базальтового магматизма в районе городов Хигуани и Санта-Рита, т.е. вблизи пересечения этой зоны с упоминавшейся выше южной границей прогиба Кауто-Нипе.

Орогенная система поднятий Баракоа развивается на более древнем фундаменте иного типа, с более сложным покровно-складчатым строением и широким распространением пород офиолитового комплекса. Кроме того, неотектонические деформации развиваются здесь под непосредственным влиянием, можно сказать, в раме трех активных элементов региональной структуры: широтного глубоководного желоба Кайман (Бартлетт) на юге, востоко-северо-восточного простирания прогиба Кауто-Нипе на севере и северо-западного простирания прогиба Старого Багамского пролива на востоке. Поэтому для этой части острова особенно характерен перекрестный рисунок неотектонического структурного плана со свойственными ему взаимодействием (интерференцией) и изменением в пространстве и во времени относительной активности указанных структурных направлений. Заметно проявлены здесь и субмеридиональные тектонические зоны.

Указанные особенности предопределили развитие в этой части о-ва Куба поднятий и впадин, в основном изометричных или близких к тому очертаний, которые на первый взгляд образуют некоторую мозаику блоков. Однако хорошо сохранившиеся здесь высокоподнятые реликты древних поверхностей выравнивания и среднекайнозойских отложений свидетельствуют о сводовом характере неотектонических деформаций, которые в целом могут быть квалифицированы как сводово-блоковые.

Орогенные системы юго-восточной Кубы являются звеньями аналогичных структур других островов архипелага Больших Антилл — Гаити, Пуэрто-Рико и Ямайка, — разобщенных молодой глубоководной щелью Кайманова трога и левосторонним сдвигом вдоль него.

## ЛИТЕРАТУРА

- Адамович А.Ф. Геологическое строение и некоторые закономерности размещения полезных ископаемых Восточной Кубы: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1967. 23 с.
- Адамович А.Ф., Чехович В.Д. Основные черты геологического строения Восточной Кубы // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1964. Т. 39, N 1. С. 10—21.
- Бовенко В.Г., Щербакова Б.Б., Эрнандес Г. Связь геологического строения и структуры земной коры в пределах Западной Кубы // Сов. геология. 1978. N 6. С. 117—128.
- Бовенко В.Г., Щербакова Б.Б., Эрнандес Г. Глубинное геологическое строение западной части о-ва Куба // Тектоника и геодинамика Карибского региона. М.: Наука, 1979. С. 130—142.
- Бовенко В.Г., Щербакова Б.Б., Эрнандес Г. Новые геофизические данные о глубинном строении Восточной Кубы // Сов. геология. 1980. N 9. С. 101—109.
- Бовенко В.Г., Щербакова Б.Б., Эрнандес Г. Рельеф поверхности Мохоровичича в пределах восточной части о-ва Куба // Докл. АН СССР. 1981. Т. 256, N 3. С. 560—564.
- Буш В.А., Щербакова И.Н. Новые данные по глубинной тектонике Кубы // Геотектоника. 1986. N 3. С. 25—41.
- Вишневакая В.С., Чехович В.Д. Новое сообщество радиоларий из мезозоя Кубы // Вопр. микропалеонтологии. 1985. N 27. С. 201—203.
- Добрецов Н.Л., Добрецова Л.В., Мильян Г., Сомин М.Л. Эклогиты Кубы: Новые данные // Докл. АН СССР. 1987. Т. 292, N 1. С. 179—184.
- Кабрера Р., Чунев Д., Янев С., Цанков Ц. Геология и вулканизм зоны Саса в провинциях Камагуэй — Лас-Тунас // Prim. Simpr. Soc. Cubana de Geol. Habana, 1981. P. 11—12.
- Книппер А.Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. М.: Наука, 1975. 207 с.
- Книппер А.Л., Пуиг-Рифа М. Тектоническая структура гор Лос-Органос в районе Виньялес и положение в ней тел серпентинитов // Геология и полезные ископаемые Кубы. М.: Наука, 1967. С. 32—41.
- Лопес Г. Особенности тектоники и условий формирования скоплений нефти и газа Западной Кубы в связи с оценкой перспектив ее нефтегазоносности: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1984. 17 с.
- Макаров В.И. Новейшая тектоника Восточной Кубы // Геотектоника. 1986. N 6. С. 85—96; 1987. N 2. С. 101—109.
- Макаров В.И., Трифонов В.Г., Волчкова Г.И. и др. Линеаменты востока Кубы: Опыт геологической интерпретации аэро- и космических изображений // Исслед. Земли из космоса. 1986. N 4. С. 75—85.
- Марков М.С., Соловьева И.А., Чехович В.Д. Островные дуги и становление "гранитного слоя" земной коры // Геотектоника. 1967. N 1. С. 57—76.
- Моссаковский А.А., Альбеар Х.Ф. Покровная структура Западной и Северной Кубы и история ее становления в свете изучения олигоценостром и моласс // Там же. 1978. N 3. С. 100—118.
- Моссаковский А.А., Некрасов Г.Е., Соколов С.Д. Метаморфические комплексы и проблема фундамента альпийских структур центрального сектора Кубы // Там же. 1986. N 3. С. 5—25.
- Павлов Н.В., Григорьева И.И., Муньос-Урбина М. Хроминосность ультрабазитов Кубы // Геология и полезные ископаемые Кубы. М.: Наука, 1973. С. 157—225.
- Пуцаровский Ю.М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. 222 с.
- Пуцаровский Ю.М. О тектонике и геодинамике Карибского региона // Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 124—132.
- Пуцаровский Ю.М., Втулочкин А.П., Моссаковский А.А., Некрасов Г.Е., Соколов С.Д. Строение и типы земной коры Кубы // Докл. АН СССР. 1987. Т. 294, N 1. С. 178—182.
- Пуцаровский Ю.М., Книппер А.Л., Пуиг-Рифа М. Тектоническая карта Кубы // Геология и полезные ископаемые Кубы. М.: Наука, 1967. С. 7—31.
- Пуцаровский Ю.М., Моссаковский А.А. Геологическая карта Кубы // Вестн. АН СССР. 1986. N 10. С. 113—119.
- Рябухин А.Г., Чехович В.Д., Зоненшайн Л.П., Хаин В.Е. Эволюция Мексикано-Карибского региона // Геотектоника. 1983. N 6. С. 73—92.

- Сомин М.Л., Мильян Г.* Основные вопросы геологии метаморфических комплексов Кубы // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1969. N 4. С. 135—136.
- Сомин М.Л., Мильян Г.* Метаморфические комплексы Пинноса, Эскамбрия и Ориенте на Кубе и их возраст // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1972. N 5. С. 48—57.
- Сомин М.Л., Мильян Г.* Некоторые черты структуры мезозойских метаморфических толщ Кубы // Геотектоника. 1974. N 5. С. 19—30.
- Сомин М.Л., Мильян Г.* Амфиболитовый комплекс юга Центральной Кубы и проблема тектонического положения эвгеосинклинали с юга острова // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1976. N 5. С. 73—93.
- Сомин М.Л., Мильян Г.* Геология метаморфических комплексов Кубы. М.: Наука, 1981. 220 с.
- Сомин М.Л., Сумин Л.В., Потапенко Ю.Я., Мильян Г.* Проверка термоизохронного метода датирования на породах с известным геологическим возрастом: Результаты датирования некоторых метаморфических пород Альпийской области. М.: Ин-т физики Земли АН СССР, 1985. 17 с.
- Тектоническая карта Кубы масштаба 1:1 250 000 / Ю.М. Пушаровский, А.Л. Книппер, М. Пуиг-Рифа. М.: ГУГК СССР, 1966.
- Трифонов В.Г., Оро Х., Перес К.* Опыт геологического применения аэрокосмических материалов в тропических условиях // Исслед. Земли из космоса. 1986. N 3. С. 38—43.
- Фонсека Е., Зеленугин В.Н., Эредиа М.* Особенности строения офиолитовой ассоциации Кубы // Геотектоника. 1985. N 4. С. 88—99.
- Шапошникова К.И.* Тектоника Центральной Кубы // Там же. 1974. N 1. С. 29—43.
- Шейн В.С., Иванов С.С., Клецев К.А., Хашин В.Е., Марреро М., Сокорро Р.* Тектоника Кубы и ее шельфа // Сов. геология. 1978. N 2. С. 104—119.
- Шейн В.С., Клецев К.А.* Строение и формирование Больших Антилл // Докл. АН СССР. 1977. Т. 234, N 4. С. 904—906.
- Шербакоева Б.Е., Бовенко В.Г., Эрнандес Г.* Строение земной коры Западной Кубы // Сов. геология. 1977. N 8. С. 138—143.
- Шербакоева Б.Е., Бовенко В.Г., Эрнандес Г.* Рельеф поверхности Мохоровичича в пределах западной части о-ва Куба // Докл. АН СССР. 1978. Т. 238, N 3. С. 561—564.
- Худолей К.М.* Геологическое строение Кубы и ее положение в структуре Карибского региона: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Л., 1968. 31 с.
- Чехович В.Д.* Геологическое строение и история геологического развития Больших Антилл: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1966. 26 с.
- Эчевария Г., Шаблинская Н.В., Шацлов В.Н.* Новые данные о строении земной коры западной части о-ва Куба // Докл. АН СССР. 1974. Т. 215, N 3. С. 673—676.
- Albear J.F., Piotrowski J.* El enclave yesifero de San Adrian, Cuba: Observaciones sobre su evolucion geologo-tectonica // Ciencias Tierra y Espacia. 1984. N 9. P. 17—30.
- Anderson T.H., Schmidt V.A.* The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean region during Mesozoic Time // Bull. Geol. Soc. Amer. 1983. Vol. 94, N 8. P. 941—966.
- Boiteau A., Michard A., Saliot P.* Metamorphisme de haute pression—dans le complexe ophiolitique du Purial (Orient, Cuba) // C.r. Acad. sci. D. 1972. T. 274. P. 2137—2140.
- Cabrera R., Kramer J.L., Panteleon G.* Vinculacion del magmatismo y los yacimientos meniferos de Cuba con los procesos tectonicos // Ciencias Tierra y Espacia. 1984. N 9. P. 47—57.
- Cobiella J.L.* Una Melange en Cuba oriental // Miner. Cuba. 1978. Vol. 4, N 4. P. 46—51.
- Contribucion a la geologia de la Region Oriental de Cuba / E. Nagy, A. Brito, F. Formell et al. La Habana: Ed. cientifica-tecnica, 1983. 273 p.
- Contribucion a la geologia de las provincias de La Habana y ciudad de la Habana / J.F. Albear, M.A. Iturralde-Vinent, G. Carassou et al. La Habana: Ed. cientifico-tecnica, 1985. 155 p.
- Duclos C., Vuagnat M.* A propos de l'age des serpentinites de Cuba // Arch. sci. 1962. Vol. 15, fasc. 2. P. 309—332.
- Eguipko O.Y., Perez M.* Breves caracteristicas petrograficas y petroquimicas de las principales tipos de rocas magmaticas en la parte central de la Sierra Maestra // Centr. Invest. Geol., Minist. Min. Geol. Ser. geol. 1976. N 1. P. 17—23.
- Eguipko O.Y., Sukar K., Pavlov V., Perez M., Gurbanov A., Soto T.* Principales particularidades petroquimicas de los granitoides del eugeosinclinal Cubano u sus formaciones // Ciencias Tierra y Espacia. 1984. N 9. P. 59—73.
- Furrazola-Bermudez G., Sanchez Arango R., Garcia R., Basov V.A.* Nuevo esguema de correlacion estratigrafica de las principales formaciones geologicas de Cuba // Miner. Cuba. 1978. N 4. P. 36—52.
- Haczewski G.* Sedimentological reconnaissance of the San Caetano formation: an accumulative continental margin in the Yurassic of Western Cuba // Acta geol. pol. 1976. Vol. 26, N 2. P. 331—353.
- Hatten C.W.* Principal features of Cuban geology: Discussion // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1967. Vol. 51, N 1. P. 780—789.
- Iturralde-Vinent M.A.* Problemas de la aplicacion de los hipotesis tectonicas modernas a Cuba y la region Caribe // Rev. tecnol. 1975. Vol. 12, N 1. P. 46—63.
- Iturralde-Vinent M.A.* Estratigrafia del arca Calabazas // Miner. Cuba. 1976. Vol. 2, N 4. P. 32—40.
- Iturralde-Vinent M.A.* Los movimientos tectonicos de la etapa de desarrollo plataformico en Cuba. La Habana, 1977. 24 p. (Informe cient.-tecn. Inst. geol. y paleontol. Acad. Cienc. Cuba; N 20).
- Iturralde-Vinent M.A.* Nuevo modelo interpretativo de la evolution de Cuba // Ciencias Tierra y Espacia. 1981. N 3. P. 51—89.

- Irralde-Vinent M.A., Marrero F.D.* La Falla Cubitas su edad y desplazamientos // *Ibid.* 1982. N 4. P. 47—70.
- Irralde-Vinent M.A., Morales T.M.* Toleitas del titoniano medio en la Sierra de Camajan, Camaguey. Posible datacion de la Corteza oceanica // *Revista Technologica.* 1988. Vol. 18, N 1. P. 25—32.
- Irralde-Vinent M.A., Tchounev D., Cabrera R.* et al. Geologia de territorio Ciego-Camaguey-las Tunas. Resultados de las investigaciones y levantamiento geologico a escala 1:250000 (inedito). La Habana: Inst. geol. y paleontol. Acad. Cienc. Cuba, 1981. 940 p.
- Kantchev J., Boyanov J., Popov N.* et al. Geologia de la Provincia de las Villas // Texto explicativo al mapa geologica a escala 1:250000 de la provincia de las Villas (inedito). La Habana: Inst. geol. y paleontol. Acad. Cienc. Cuba, 1978. 1480 p.
- Khudoley K.M.* Principal features of Cuban geology // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1967. Vol. 51, N 5. P. 668—677.
- Khudoley K.M., Meyerhoff A.A.* Paleogeography and geological history of Greater Antilles // *Geol. Soc. Amer. Mem.* 1971. Vol. 129. P. 1—99.
- Kirkland D.W., Gerhard J.E.* Jurassic salt, Central Gult of Mexico and its temporal relaricus to circum-gulf evaporites // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1971. Vol. 55, N 5. P. 680—686.
- Knipper A.L., Cabrera R.* Tectonic position of ultramafic bodies of Cuba // VI Conf. Geol. Caribe. Maggarrita, 1972. P. 167—170.
- Knipper A.L., Cabrera R.* Tectonica y geologia historica de la zona de articulacion entre el mio y el eugeosinclinal y del cinturion hiberbasico de Cuba // *Contrib. geol. Cuba. Publ. espec.* 1974. N 2. P. 15—77.
- Kozary M.T.* Ultramafic rocks in thrust zones of northwestern Oriente Province, Cuba // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1968. Vol. 52, N 12. P. 2298—2317.
- Kusnetsov V.I., Bassov I.A., Furrázola-Bermudes G.* et al. Resumes estratigrafica de los sedimentos mesozoicus y cenozoicos de Cuba // *Miner. Cuba.* 1977. Vol. 3, N 4. P. 17—19.
- Lang M., Ulrych J., Pives E.* Granitoids of Central Cuba // *Rozpr. CSAV MPV.* 1986. Sv. 96, N 4. S. 1—84.
- Mapa tectonico de Cuba / V.E. Shain, K.A. Klischev, J.L. Yparragyirre, E. Garcia, R. Rodriguer, J.G. Lopez, R. Sokorra, J.O. Lopez.* La Habana: Centro de invest. geol. Inst. Cubano de geodesia y cartografia. 1984.
- Mattson P.H.* Tectonic model of subduction, buoyant braking, flipping and subsequent transform motion in the Northern Caribbean // *GUA Pap. Geol. Ser.* 1977. N 9. P. 1—113.
- Mattson P.H.* Subduction, buoyant braking, flipping and strikeslip faulting in the Northern Caribbean // *J. Geol.* 1979. Vol. 87, N 3. P. 293—304.
- Meyerhoff A.A., Hatten C.W.* Diapiric structure in Central Cuba // *Amer. Petrol. Geol. Mem.* 1968. Vol. 8. P. 1021—1034.
- Meyerhoff A.A., Hatten C.W.* Bahamas salient of North America // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1974. Vol. 58, N 6. P. 1201—1239.
- Millan G., Myczynski R.* Fauna jurasica y consideraciones sobre la edad de las secuencias metamorficas del Escambray // *Acad. cienc. Cuba Inform. cient-tech.* 1978. N 80. P. 1—16.
- Myczynski R.* A new ammonite fauna from Oxfordian of the Pinar del Rio province, Western Cuba // *Acta geol. pol.* 1976. Vol. 26, N 3. P. 261—298.
- Ortega-Gutierrez F.* Metamorphic belts of southern Mexico and their tectonic significance // *Gof. Intern.* 1981. Vol. 20, N 3. P. 177—202.
- Pardo G.* Stratigraphy and structure of Central Cuba: (Abstr.) // *N. Orlean. Geol. Soc. Log.* 1966. Vol. 6, N 12. P. 1—112.
- Pardo G.* Geology of Cuba // *The ocean basins and margins.* N.Y.; L., 1975. Vol. 3. P. 553—615.
- Perfit M.R., Heezen B.C.* The geology and evolution of the Cayman Trench // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1978. Vol. 89. P. 1155—1174.
- Piotrowska K.* The nappe development in the Sierra de los Organos (Cuba) // *Bull. Acad. pol. sci. Sér. sci. terre.* 1975. Vol. 23, N 1. P. 43—52.
- Piotrowska K.* Outline of tectonics of the Pinar del Rio Province (Cuba) // *Ibid.* 1976. Vol. 24, N 3/4. P. 183—191.
- Piotrowska K.* Nappe structures in the Sierra de Los Organos, Western Cuba // *Acta geol. pol.* 1978. Vol. 28, N 1. P. 97—170.
- Piotrowska K., Pszczolkowski A., Piotrowski J.* et al. Texto explicativo al levantamiento geologico de la provincia de Matanzaz a escala 1:250000 (inedito). La Habana: Inst. geol. y paleontol. Acad. Cienc. Cuba, 1981. 1247 p.
- Piotrowski J.* First manifestations of volcanism in the Cuban geosyncline // *Bull. Acad. polon. sci. Sér. sci. terre.* 1976. Vol. 24, N 3/4. P. 227—234.
- Pszczolkowski A.* Nappe structure of Sierra del Rosario (Cuba) // *Ibid.* 1976. Vol. 24, N 3/4. P. 205—215.
- Pszczolkowski A.* Geosynclinal sequences of the Cordillera de Guaniguanico in Western Cuba; their lithostratigraphy, facies development and paleogeography // *Acta geol. pol.* 1978. Vol. 28, N 1. P. 1—96.
- Pszczolkowski A.* Cretaceous sediments and paleogeography in the western part of the Cuban miogeosyncline // *Ibid.* 1982. Vol. 32, N 1/2. P. 135—161.
- Pszczolkowski A.* Megacapas del Maestrichtiano en Cuba occidental y central // *Bull. Acad. pol. sci. Sér. sci. terre.* 1986. Vol. 34, N 1. P. 81—94.
- Pszczolkowski A., Flores R.* Fases tectonicas del Cretacico y del Paleogeno en Cuba occidental y central // *Ibid.* 1986. Vol. 34, N 1. P. 95—111.



*Pszczolkowski A., Piotrowska K., Myczynski R.* et al. Texto explicativo al mapa geologico a escala 1:250000 de la provincia de Pinar del Rio (inedito). La Habana: Inst. geol. y paleontol. Acad. Cienc. Cuba, 1975. 489 p.

*Puscharovskiy Y.M., Albear J.F.* Mapa tectonico de la region del Caribe (Escala 1:7500000) // Contrib. geol. Cuba. Publ. esp. 1974. N 2. P. 17—120.

*Renz H.H.* Stratigraphy and fauna of the Agua Salada Group, State of Falcon, Venezuela // Bull. Geol. Soc. Amer. 1948. Vol. 39, N 1. P. 1—219.

*Rigassi-Studer D.* Quelques vues nouvelles sur la geologic Cubania // Chron. mines et rech. minière. 1961. N 302. P. 107—120.

*Rutten L.M.R.* Geology of the northern part of the province Santa Clara, Cuba // Geogr. geol. med., physiogr.-geol. recks. 1936. N 11. P. 207—224.

*Soloviev O.N., Skidan S.A., Pankratov A.P., Skidan I.K.* Comentarios sobre mapa magnetometrico de Cuba // Rev. tecnol. 1964. Vol. 2, N 4. P. 20—27.

*Soloviev O.N., Skidan S.A., Skidan I.K., Pankratov A.P., Judoley G.M.* Comentarios sobre el mapa gravimetrico de la Isla de Cuba // Ibid. 1964. Vol. 2, N 2. P. 8—19.

*Stephan J.-F., Beik C., Bellozzia A., Blancnet R.* La chaine carar Ge du Pacifique a l'Atlantique // Mém. Bur. rech. géol. et minières. 1980. N 115. P. 38—59.

*Wassal H.* The relationship of oil and serpentinite in Cuba // Rep. XX Geol. Congr. Sect. 3, Mexico, 1956. La Habana, 1956. P. 65—77.

## CONTENTS

<b>Introduction</b> .....	5
<b>Principles of the legend of the Tectonic map of Cuba, 1:500 000</b> .....	8
<b>General characteristic of the structure of Cuba</b> .....	10
Central segment .....	13
Western segment .....	24
Eastern segment .....	32
<b>Tectonic nature of the structural-formational zones of Cuba</b> .....	44
<b>Conclusion</b> .....	58
<b>Appendix 1. Explanations to the scheme "Types of the earth crust of Cuba and adjacent seas", scale 1:2500 000</b> .....	63
<b>Appendix 2. Explanations to the Neotectonic map of Cuba, scale 1:2500 000</b> .....	67
<b>References</b> .....	74

Научное издание

**Пушаровский Юрий Михайлович  
Моссаковский Александр Александрович  
Некрасов Геннадий Евгеньевич и др.**

**ТЕКТОНИКА  
РЕСПУБЛИКИ  
КУБА**

**(Объяснительная записка  
к Тектонической карте Кубы  
масштаба 1:500 000)**

*Утверждено к печати  
Геологическим институтом АН СССР*

*Художник С.Б. Генкина  
Художественный редактор И.Ю. Нестерова  
Технический редактор М.К. Серегина  
Корректор Н.Ю. Кулагина*

**Набор выполнен в издательстве  
на электронной фотонаборной системе**

**ИБ № 40147**

**Подписано к печати 25. 12. 88. Т — 22942  
Формат 70×100<sup>1/16</sup>. Бумага офсетная № 1  
Гарнитура Таймс. Печать офсетная  
Усл.печ.л. 6,5 Усл. кр.-отт. 6,8 Уч-изд.л. 7,0  
Тираж 850 экз. Тип. зак. 1016 Цена 1 р. 40 к.**

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