

П-1483
в. 356

не
отн



И. П. КАРТАШОВ
А. Г. ЧЕРНЯХОВСКИЙ
Л. Л. ПЕНЬЯЛЬВЕР

Антропоген Кубы



ИЗДАТЕЛЬСТВО · НАУКА ·

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

И.П. КАРТАШОВ, А.Г. ЧЕРНЯХОВСКИЙ,
Л.Л. ПЕНЬЯЛЬВЕР

Антропоген Кубы

Труды, вып. 356

К XI конгрессу INQUA
(СССР, 1982)



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА
1981

Academy of Sciences of the USSR
Order of the Red Banner of Labour Geological Institute
I.P. Kartashov, A.G. Cherniakhovskiy,
L.L. Peñalver

ANTHROPOGENE OF CUBA

Transactions, vol. 356

For the XI INQUA Congress (USSR, 1982)

Карташов И.П., Черняховский А.Г., Пеньяльвер Л.Л. **Антропоген Кубы**. М.: Наука, 1981. 148 с. (Труды ГИН; Вып. 356).

В работе изложены результаты исследований геологии четвертичных отложений и геоморфологии Кубы, проводившихся авторами в течение ряда лет. Она содержит первую подробную стратиграфическую схему антропогена Кубы, разработанную авторами преимущественно на основе литостратиграфических, климатостратиграфических и геоморфологических критериев; очерк истории геологического развития Кубы (изменения тектонического режима, формирование рельефа, изменения климата и процессов выветривания и т.п.) в позднем кайнозое.

В работе развивается принципиально новая концепция о формировании рельефа и четвертичного осадочного покрова Кубы в условиях чередования гляциоизостатических регрессий и трансгрессий, неоднократно превращавших Кубу в отдельные острова.

Табл. 4, ил. 23, библиогр.: с. 137–139; 145 (125 назв.).

Редакционная коллегия:

академик *А.В. Пейве* (главный редактор),
В.А. Крашенинников, В.Г. Гербова, П.П. Тимофеев

Ответственный редактор

О.М. Петров

Editorial board:

Academician *A. V. Peive* (editor-in-chief),
V. A. Krasheninnikov, V. G. Gerbova, P. P. Timofeev

Responsible editor

O. M. Petrov

ВВЕДЕНИЕ

Предлагаемая вниманию читателей работа представляет собой результат проводившихся в течение ряда лет совместных советско-кубинских исследований геологии антропогенных (четвертичных)¹ образований Кубы. Началом этих исследований можно считать рекогносцировочные маршруты, проведенные Е.В. Шанцером, О.М. Петровым, А. де ла Торре и Г. Франко в 1965 г. в ряде районов Кубы. Планомерное изучение антропогена Кубы в рамках проекта "Геологическая карта Кубы масштаба 1:250000", выполнявшегося в соответствии с соглашением между академиями наук СССР, Кубы, НРБ, ВНР и ПНР, началось в 1969 г. Полевые исследования по этой проблеме продолжались до 1978 г. В разные годы в этих исследованиях принимали участие И.П. Карташов, О.М. Петров и А.Г. Черняховский из Геологического института АН СССР и Н. Майо, Л. Монтеро, Л. Пеньяльвер и Г. Франко из Института геологии и палеонтологии АН Кубы. Основной задачей этих работ было создание местной стратиграфической шкалы антропогенной системы и той части легенды Геологической карты Кубы масштаба 1:250 000, которая относится к этой системе.

К началу наших работ изученность антропогена Кубы была крайне низкой. Только две опубликованные работы [Cogral, 1945; Ducloz, 1963] можно считать специально посвященными региональным проблемам геологии антропогена Кубы, причем в обеих основное внимание уделяется вопросам геоморфологии. Остальные опубликованные сведения об антропогенных образованиях и антропогенной истории геологического развития Кубы представляют собой лишь беглые упоминания или, в лучшем случае, небольшие разделы в работах, посвященных в основном другим проблемам [Hill, 1894; Spencer, 1895; Massip, Ysalgue, 1942; Нуньес Хименес, 1960; Bermúdez, 1961; Brönnimann, Rigassi, 1963; Furrázola-Bermúdez et al., 1964; Torre, 1966, 1968; Nemes et al., 1967; Núñez Jiménez et al., 1968; и др.].

Два принципиально различных представления о последних этапах истории геологического развития Кубы и о роли различных экзогенных процессов в формировании ее рельефа наметились еще в конце прошлого века. Р. Хилл [Hill, 1894] считал, что на Кубе выше морских террас располагаются две поверхности субэвразального (континентального)² выравнивания, а Дж. Спенсер [Spencer, 1895] и высокие поверхности выравнивания считал морскими образованиями. Почти все исследователи, работавшие на Кубе после Р. Хилла и Дж. Спенсера, хотя и признавали ту или иную роль морской абразии и аккумуляции осадков в формировании рельефа и антропогенного осадочного покрова Кубы, разделяли в основном точку зрения Р. Хилла. К началу наших работ концепция Дж. Спенсера была практически полностью забыта. Это нашло отражение и в "Национальном атласе Кубы" [1970], на геоморфологической карте которого большая часть равнинного рельефа Кубы отнесена к разновысотным и разновозрастным денудационным равнинам (пенепленам и педипленам).

Главная из трудностей, возникавших в ходе наших исследований, заключалась в практически полном отсутствии биостратиграфической основы расчленения антропогенной системы Кубы и в том, что ряд обстоятельств, подробная характеристика которых будет приведена в дальнейшем, не позволял рассчитывать на создание такой основы в ближайшем будущем. Для решения стоявшей перед нами задачи нужно было искать иную

¹ Из двух употребляемых в настоящее время названий последнего периода геологической истории Земли — традиционного (четвертичный период) и более современного (антропоген) — мы предпочитаем последнее и в данной работе будем пользоваться только им.

² Термин "континентальный" в применении к геологическим процессам, происходящим на острове, или к осадкам, созданным этими процессами, можно расценивать как терминологическую небрежность. Поэтому мы предпочитаем пользоваться термином "субэвразальный" в его широком значении, применяя его ко всем геологическим процессам, происходящим на суше, и к осадкам, созданным ими.

основу стратиграфического расчленения антропогена Кубы. Изучение истории формирования рельефа и литологических особенностей антропогенных отложений, слагающих определенные формы рельефа или связанных с ними парагенетически, позволяет определить последовательность формирования отдельных толщ и в тех случаях, когда они не имеют непосредственных контактов. Поэтому мы попытались разработать такую основу с помощью геоморфологических и литологических методов исследования. Насколько успешно нам удалось решить эту задачу, читатель сможет судить, ознакомившись с содержанием этой работы.

Полевые маршрутные исследования мы начинали, как правило, с анализа топографических карт и предварительной дешифровки аэрофотоснимков. Это позволяло намечать наиболее перспективные направления маршрутов и выбирать наиболее интересные для изучения участки. На точках наблюдения составлялись полевые описания разрезов и геоморфологических характеристик, производился отбор образцов рыхлых и консолидированных антропогенных отложений, элювия доантропогенных горных пород и иногда самих доантропогенных пород. Там, где это представлялось возможным, мы проводили собственную полевую документацию кернов скважин, которые бурят при проектировании различных гидромелиоративных работ и количество которых на Кубе достаточно велико, и отбирали образцы из этих кернов. В некоторых случаях мы использовали первичную документацию этого бурения.

Лабораторная обработка коллекций каменного материала была наиболее трудоемкой частью камеральных работ. Для диагностики пород и минералов использовались петрографический, иммерсионный и рентгенодифрактометрический анализы, которые при необходимости дополнялись исследованиями с помощью термографического, ИК-спектрографического, электронно-микроскопического и химического методов, а также гранулометрическими определениями и определениями плотности, объемного веса и пористости пород. Расчеты содержания элементов в породах и продуктах их выветривания, а также объемов химической денудации горных пород при выветривании проводились изобъемным методом [Millot, Bonifas, 1955; Михайлов, 1958; Лисицына, 1973].

Как выяснилось в ходе наших исследований, характер гипергенных изменений горных пород и минералов Кубы существенно изменялся в течение антропогенного периода в связи с изменением климатических условий. Это позволило использовать анализ гипергенных изменений как одну из основ климатостратиграфического расчленения антропогена Кубы. Для такого перехода от литостратиграфических построений к климатостратиграфическим было необходимо уделять особое внимание исследованию тонкодисперсных и слоистых (глинистых) алюмосиликатных минералов и минеральных образований. Чтобы не загружать основной текст работы сведениями, интересными лишь для немногих специалистов, мы решили привести краткое описание методов этого исследования и диагностических признаков глинистых и других минералов, присутствие которых в осадках позволяет судить о характере гипергенных изменений этих осадков, в Приложении к этой работе.

Другой частью камеральных работ было составление геолого-геоморфологических схем наиболее интересных участков на основе полевых материалов и дешифровки аэрофотоснимков, составление геолого-геоморфологических разрезов, сопоставление и анализ постепенно пополняющихся полевых материалов, обсуждение предварительных выводов в дискуссиях между собой и с другими исследователями как на Кубе, так и в СССР. В ходе работ постепенно создавалась, уточнялась и детализировалась схема стратиграфического расчленения антропогена Кубы. Так же постепенно складывались наши представления об основных особенностях антропогенной истории геологического развития Кубы, включая особенности формирования ее рельефа. В основе этих представлений, существенно отличающихся от тех, которые к началу наших работ можно было считать общепринятыми, лежат три концепции, сущность которых сводится к следующему.

1. Несколько раз в течение антропогена море заливало значительную часть территории Кубы, превращая ее в несколько отдельных островов. Это, очевидно, было связано с гляциозватистическими повышениями уровня Мирового океана. Процессы волновой абразии играли исключительно важную роль в моделировке современного рельефа Кубы. На Кубе не существует реликтов пенепленов или педипленов — все реликты поверхностей выравнивания, встречающиеся на Кубе на высотах до 800 м над уровнем моря, представляют собой реликты абразионных платформ.

Эту концепцию, конечно, нельзя назвать новой, так как предположения о морском происхождении высоких поверхностей выравнивания Кубы были опубликованы еще в конце прошлого века [Spencer, 1895]. Однако взгляды Дж. Спенсера были настолько основательно забыты, а его работа стала такой библиографической редкостью, что мы

узнали о существовании этих взглядов лишь через несколько лет после того, как опубликовали эту концепцию.

Популярность мнения о значительной роли процессов субаэриальной денудации в формировании рельефа Кубы была, по-видимому, главной причиной того, что маломощные терригенные осадки антропогена, отнесенные в нашей схеме к морским образованиям, большинством исследователей рассматривались как образования другого генезиса (аллювий, нерастворимый остаток уничтоженных карстовыми процессами известняков, почвы и др.), а иногда и вообще оставались незамеченными.

2. Общепланетарные изменения климата в антропогене, несомненно, проявлялись и на Кубе. Нам не удалось отметить какого-либо влияния на природные процессы колебаний температур, которые, впрочем, не достигали в тропиках больших значений. В то же время результаты наших исследований достаточно убедительно свидетельствуют о том, что климат второй половины антропогена был значительно суше, чем климат начала антропогена. Это изменение климата четко отразилось на процессах выветривания — химическое выветривание, формировавшее каолиновые коры выветривания на осадках первой половины антропогена, на определенном возрастном рубеже полностью прекратилось почти на всей территории Кубы. В нашей схеме этот климатостратиграфический рубеж служит границей между "влажным" и "сухим" плейстоценом. Уменьшение годового количества атмосферных осадков на 600—700 мм происходило не постепенно, а резко, скачкообразно.

3. С позднего эоцена на Кубе господствует относительно спокойный, "квазиплатформенный" [Хаин, 1975] тектонический режим. В течение всего позднего кайнозоя в пределах Кубинского мегантиклинория относительная тектоническая стабильность нарушалась преимущественно восходящими движениями. Дифференцированное тектоническое поднятие Кубы резко активизировалось в начале "сухого" плейстоцена. При этом происходила некоторая перестройка структурного плана: блоки, сохранявшие относительную тектоническую стабильность с начала позднего кайнозоя, были вовлечены в поднятие, причем максимальные амплитуды этого поднятия (до 300 м на западе Кубы и до 800 м на востоке с начала "сухого" плейстоцена до настоящего времени) приходились как раз на эти блоки.

Выводы, которые нам удавалось сформулировать в ходе исследований, были частично опубликованы в СССР и на Кубе. Трижды предварительные результаты наших исследований были доложены на международных конгрессах — на Карибской геологической конференции в 1971 г. и на конгрессах ИНКВА в 1973 и в 1977 гг.

В этой работе мы подводим итоги исследованиям геологии антропогена Кубы, выполненным сотрудниками Геологического института АН СССР и Института геологии и палеонтологии АН Кубы в 1969—1978 гг. Предлагая вниманию читателей разработанную нами стратиграфическую схему антропогена Кубы и схему истории геологического развития Кубы в позднем кайнозое, мы хорошо понимаем, что нами сделаны лишь первые шаги в детальном изучении этих проблем. Многие вопросы геологии антропогена Кубы все еще остаются нерешенными, и необходимость проведения дальнейших, более детальных исследований не может вызывать сомнений.

В течение всего времени наших исследований и во время подготовки текста этой работы мы имели возможность обсуждать наиболее острые и дискуссионные вопросы геологии антропогена Кубы с советскими, кубинскими, болгарскими, польскими и венгерскими исследователями. Эти дискуссии оказали неоценимую помощь в нашей работе, и мы приносим искреннюю благодарность всем их участникам и в особенности Х. де Альбеару, М. Асеведо Гонсалесу, Ч.Б. Борукаеву, К. Брежнянскому, Ю.Ю. Бугельскому, М. Итурральде-Виненту, И.З. Корину, Д.А. Лилиенбергу, К.В. Никифоровой, Ю.А. Павлидису, О.М. Петрову, В. Попову, А. Пшулковскому, Я. Рудницкому, А. де ла Торре, В.И. Финько, Ф. Формелю Кортина, Г. Франко и Е.В. Шанцеру.

Особую благодарность мы выражаем Б.П. Градусову, постоянно помогавшему нам не только советами, но и своим деятельным участием в лабораторной обработке образцов и в интерпретации результатов этой обработки.

Мы хотели бы также выразить признательность члену-корреспонденту АН СССР Ю.М. Пуцаровскому, руководившему всеми геологическими исследованиями Академии наук СССР на Кубе и очень много сделавшему для успешного завершения нашей работы.

ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ КУБЫ

Кубинский архипелаг, кроме о. Кубы и о. Хувентуд, до 1978 г. называвшегося о. Пинос, включает в себя более 1600 мелких островов и островков и располагается между $84^{\circ}57'$ и $74^{\circ}6'$ з.д. и $23^{\circ}18'$ и $19^{\circ}47'30''$ с.ш. [Нуньес Хименес, 1960]. Достаточно полные характеристики природных условий Кубы были приведены в опубликованных работах [Massip, Ysalgue, 1942; Нуньес Хименес, 1960; Национальный атлас Кубы, 1970; и др.], и мы не считаем необходимым повторять их полностью. В этой главе мы приводим описания лишь тех компонентов природной среды, которые имеют непосредственное отношение к содержанию основных разделов работы, посвященных стратиграфии антропогена и позднекайнозойской истории геологического развития Кубы.

Рельефу Кубы мы уделяем особое внимание, главным образом, потому, что наши взгляды на историю его формирования, как отмечалось во введении, существенно отличаются от тех, которые до последнего времени можно было считать общепринятыми, и потому, что эти взгляды во многом определяют наш подход к стратиграфическому расчленению антропогена Кубы. Не менее важной основой наших стратиграфических построений является анализ эволюции процессов выветривания в течение антропогена, начинающийся с анализа зависимости этих процессов от климатических условий. Поэтому мы включаем в данную главу небольшой компилятивный раздел, посвященный современному климату Кубы.

На сегодняшний день наиболее полная сводка сведений о геологическом строении Кубы содержится в книге "Геология Кубы" — объяснительной записке к геологической карте масштаба 1:1 000 000 [Furrazola-Bermúdez et al., 1964]. Результаты более поздних исследований содержатся главным образом в статьях небольшого объема, опубликованных в различных журналах и сборниках. Читателям, интересующимся общей характеристикой геологического строения Кубы, будет, по-видимому, полезно ознакомиться с последней сводкой по стратиграфии мезозойских и кайнозойских осадков Кубы [Kusnetzov et al., 1977]. Материалы геологической съемки Кубы в масштабе 1:250 000, проводившейся с 1969 г. Институтом геологии и палеонтологии АН Кубы в сотрудничестве с геологами академий наук НРБ, ПНР и ВНР и в большинстве провинций уже завершенной, во время подготовки текста этой работы еще не были опубликованы.

Тектонике Кубы посвящен ряд сравнительно недавних работ [Пушаровский и др., 1967; Кнipper, Cabrera, 1974; Puscharovskiy, Albear, 1974; Хаин, 1975; Iturralde-Vinent, 1977; Шейн и др., 1978]. Статья М. Итурральде-Винента, представляющая собой геотектоническую характеристику последнего ("платформенного" в его терминологии) этапа геологического развития Кубы, имеет непосредственное отношение к проблемам геологии антропогена. Проанализировав распределение мощностей "платформенного" (верхний эоцен — голоцен) осадочного чехла и основные особенности строения современного рельефа, М. Итурральде-Винент выделил пятнадцать тектонических блоков, различавшихся направленностью и интенсивностью вертикальных тектонических движений, и назвал их горстами, квазигорстами, квазиграбенами и грабенами (рис. 1). Нетрудно видеть, что он применяет эти термины, так же как и понятие "развитие платформенного типа", в значении, несколько отличающемся от общепринятого, но не желая не согласиться с ним в том, что "это вопрос скорее формы, чем сути дела" [Iturralde-Vinent, 1977, p. 4]. Мы полагаем, что палеогеографический анализ "платформенной" стадии развития Кубы (поздний эоцен — голоцен), выполненный М. Итурральде-Винентом на основе богатого фактического материала, значительная часть которого была собрана им самим, заслуживает самой высокой оценки как успешный и важный шаг в изучении геологического строения Кубы.

Характерной чертой геологического строения Кубы, имеющей непосредственное отношение к основному содержанию нашей работы, являются коры выветривания,

развитые на породах различного возраста, в том числе и на антропогенных. Особенно широкой известностью пользуется никеленосная кора выветривания, представляющая собой важный объект горнодобывающей промышленности Кубы. Довольно многочисленные исследования кор выветривания Кубы можно разделить на две группы, различающиеся главным образом взглядами авторов на возраст этих образований. Одну из точек зрения, ведущую свое начало, по-видимому, от работ А. Спенсера [Spencer, 1912], отстаивают И.З. Корин, Д.П. Коутин, В.П. Петров и В.И. Финько, считающие, что коры выветривания Кубы имеют домастрихтский и олигоценый возраст [Финько и др., 1967, 1973; Корин и др., 1973]. Согласно другой точке зрения, также разделяемой многими исследователями, коры выветривания Кубы начинали возникать в плиоцене и продолжают формироваться до настоящего времени [Адамович, Чехович, 1964; Linchenat, Shiróková, 1964; Бугельский, Формель-Кортина, 1973].

Наши представления о возрасте кор выветривания Кубы, сложившиеся в результате проведенных нами исследований, в ходе которых этой проблеме уделялось специальное внимание, не совпадают полностью ни с одной из этих точек зрения. Этот факт, а также важность этой проблемы для наших климатостратиграфических построений были основанием для включения в эту главу характеристики современных и реликтовых кор выветривания Кубы и процессов их формирования.

Таким образом, мы ограничиваем содержание этой вводной главы сведениями о трех компонентах природной среды Кубы — о рельефе, климате и корах выветривания, считая, что именно эти сведения необходимы для правильного понимания сущности проблем, рассматриваемых в следующих главах.

РЕЛЬЕФ

Геоморфологическая схема Кубинского архипелага (рис. 2) показывает, что рельеф Кубы представляет собой сочетание форм, созданных главным образом деятельностью флювиально-денудационных процессов (горы и холмы) и абразионной и аккумулятивной деятельностью моря (равнины), проявившимися на фоне неравномерного тектонического поднятия Кубинского мегантиклинория. В районах наиболее интенсивного развития карстовых процессов флювиально-денудационные формы рельефа замещаются карстовыми возвышенностями — "моготами", а талассогенные (морские) равнины — равнинами, созданными субаэральной, преимущественно биогенной, аккумуляцией (торфяные болота).

Различия между флювиально-денудационными формами рельефа, в число которых входят и среднегорные сооружения Сьерра-Маэстры с высочайшей вершиной Кубы — пиком Туркино (1974 м), и холмы, поднимающиеся всего на несколько десятков метров над уровнем моря, определяются прежде всего различиями амплитуд их новейшего тектонического поднятия. Влияние характера горных пород, слагающих эти формы, сказывается главным образом на таких особенностях флювиально-денудационного рельефа, как густота расчленения горных массивов реками и ручьями, форма водораздельных гребней, наличие или отсутствие структурных поверхностей и уступов и т.п. Селективная денудация — препарировка выходов более прочных пород — в некоторых случаях может быть причиной возникновения отдельных останцовых холмов и возвышенностей и определять особенности их формы. Хорошая сохранность высоких террасовых площадок, сложенных прочными карбонатными породами, характерная для рельефа Кубы, — это тоже результат селективной денудации, так как карбонатные породы играют роль "бронирующих" пластов. Однако в формировании основных особенностей строения рельефа Кубы селективная денудация не играет существенной роли. Необходимо специально подчеркнуть, что такая важная черта строения рельефа Кубы, как контраст между равнинами и более или менее крутосклонными возвышенностями, по нашему мнению, в подавляющем большинстве случаев не связана с селективной денудацией.

В этом вопросе, как, впрочем, и в некоторых других, мы не можем согласиться с геоморфологической картой Национального атласа Кубы [1970], которая, на наш взгляд, придает чрезмерно большое значение селективной денудации, выделяя значительное количество различных "петроморфных" форм и комплексов форм рельефа.

Некоторые формы рельефа отнесены на этой карте к "петроморфным" в результате ошибочной интерпретации их происхождения. Так, "грядово-останцовые холмогорья (монадноки)" включают в себя, например, молодой горстовый блок Анафе (на границе провинций Пинар-дель-Рио и Гавана), который может служить примером тектонической формы рельефа, почти не измененной флювиально-денудационными процессами, и аструктурные останцовые возвышенности (холмы-"острова") Сьерра-де-Касас, Сьер-

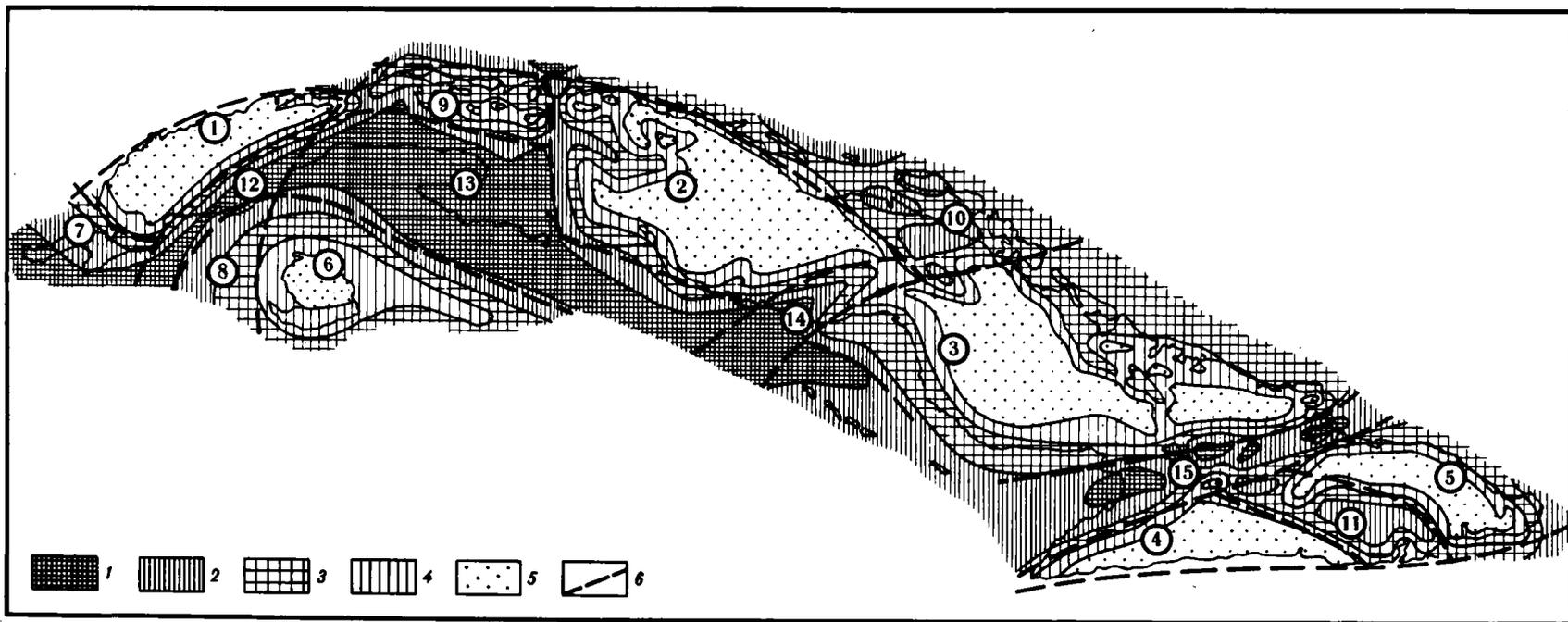


Рис. 1. Тектоническая схема "платформенной" (поздний эоцен — голоцен) стадии геологического развития Кубы. По М. Итурральде-Виненту [Iturralde-Vinent, 1977]

Мощности "платформенного" осадочного чехла, м: 1 — 3000 — 1000, 2 — 1000 — 500, 3 — 500 — 200, 4 — менее 200; 5 — осадочный чехол отсутствует или имеет незначительную мощность; 6 — разломы и флексуры, служащие границами блоков различного тектонического режима.

Цифры на рисунке. Блоки существенного преобладания поднятий над опусканиями ("горсты"): 1 — Гуане, 2 — Вилья-Клара, 3 — Камагуэй, 4 — Сьерра-Маэстра, 5 — Моа — Баракоа, 6 — Хувентуд (Пинос). Блоки слабого преобладания поднятий над опусканиями ("квазигорсты"): 7 — Гуанакабисес, 8 — Ла-Колома. Блоки слабого преобладания опусканий над поднятиями ("квазиграбени"): 9 — Гавана — Матансас, 10 — Морон, 11 — Баяте. Блоки существенного преобладания опусканий над поднятиями ("грабени"): 12 — Сан-Кристоваль, 13 — Батабано, 14 — Хатибонико, 15 — Кауто — Нипе

ра-де-Кабальос, Сьерра-де-ла-Каньяда и др. (о. Хувентуд), форма которых, как будет показано в дальнейшем, ни в какой мере не связана с литологическими и структурными особенностями слагающих эти возвышенности мезозойских метаморфических пород.

В других случаях применение термина "петроморфный" кажется нам неоправданным, так как этот термин не отражает главных морфологических и генетических особенностей тех форм рельефа, к которым относится. Так, "горстово-складчатыми петроморфными горами" назван комплекс могот Сьерра-де-лос-Органос. Тот факт, что эти формы рельефа сложены карстующимися верхнеюрскими известняками, действительно можно считать определяющим их развитие. Но непосредственной причиной их морфологического своеобразия, несомненно, было "замещение" флювиально-денудационных процессов карстовыми. Спелеологические исследования свидетельствуют о существовании огромного количества карстовых полостей разных форм и размеров, пронизывающих моготы. Моготы "изъедены" карстовыми процессами, как стволы некоторых деревьев, на вид невредимые, бывают изъедены термитами. Если бы весь материал, удаленный карстовыми процессами, был удален с поверхности могот "нормальными" флювиально-денудационными процессами, то на месте этих хотя и не особенно высоких (500–600 м над уровнем моря), но выглядящих весьма внушительно горных сооружений (рис. 3) сохранились бы в лучшем случае невысокие пологосклонные холмы.

К "петроморфным" возвышенностям Национальный атлас Кубы относит также "пластовые" плато и их разновидности, — например, северо-восточные предгорья Сьерра-Маэстры, плато Сьерра-де-ла-Канаста (к западу от Гуантанамо), месеты Кабо-Крус и Майси, прибрежные возвышенности крайнего юго-востока Кубы. Мы полагаем, что структурными или "петроморфными" эти плато можно было бы называть в том случае, если бы их горизонтальные или почти горизонтальные вершинные поверхности возникали в результате избирательной денудации и представляли собой поверхности недеформированных пластов наиболее прочных горных пород, сохранившиеся от разрушения именно благодаря своей прочности. Но в тех случаях, когда эти плато сложены сравнительно молодыми карбонатными осадками плиоцен-плейстоценового и миоценового возраста, их, очевидно, следует считать реликтами аккумулятивных морских равнин, а не деструктивными "петроморфными" формами рельефа. Конечно, прочность карбонатных пород способствовала сохранности образованных ими поверхностей, но возникали они вовсе не в результате денудации.

В других случаях "петроморфные" плато выработаны в толще преимущественно вулканогенных пород палеоцен-эоценового возраста. Поскольку эта толща довольно сильно деформирована, возможность того, что плоские вершинные поверхности этих плато имеют структурный характер, вообще кажется сомнительной. Нам кажется более вероятным, что они представляют собой аструктурные поверхности выравнивания, подобные тем, которые изображены на геоморфологической карте Национального атласа Кубы в смежных районах Сьерра-де-Кристалль и Сьерра-де-Нипе. Как отмечалось во введении и как будет показано в дальнейшем, особенности строения этих поверхностей выравнивания позволяют нам предполагать, что они представляют собой реликты морских абразионных равнин.

Таким образом, на нашей геоморфологической схеме все возвышенности Кубы разделены на карстовые (моготы) и флювиально-денудационные формы рельефа, а последние разделены на горы (высота более 600 м) и холмы, различия между которыми определяются различными амплитудами неотектонического поднятия. Холмы блока Морон (Сьерра-де-Худас или Ла-Кунагуа и др.) возникли в результате формирования соляных куполов, и эту особенность их происхождения мы отразили на геоморфологической схеме (см. рис. 2).

Характеристику равнинного рельефа Кубы мы начнем с тех форм, происхождение которых не вызывает разногласий среди исследователей. Прежде всего следует отметить современные морские (биогенно-морские) аккумулятивные формы рельефа — прибрежные низменные равнины мангровых болот, хотя и не занимающие больших площадей, но протягивающиеся вдоль берегов Кубы на значительные расстояния. Позднеплейстоценовые прибрежные равнины, сложенные карбонатными осадочными породами и бесспорно представляющие собой морские образования, занимают п-ов Гуанаакабибес, юг о. Хувентуд, п-ов Сапата. С этими морскими равнинами пространственно связаны крупнейшие субаэральные аккумулятивные равнины торфяных болот Кубы, занимающие значительную часть п-ова Сапата, а на п-ове Гуанаакабибес и на о. Хувентуд тяготеющие к границам молодых карбонатных толщ с более древними породами. Болота возникали в пределах карстовых депрессий, развитых на морских равнинах, и мы связываем их возникновение с голоценовой гляциоэвстатической трансгрессией, вызывавшей повышение уровня грунтовых вод и заболачивание депрессий.

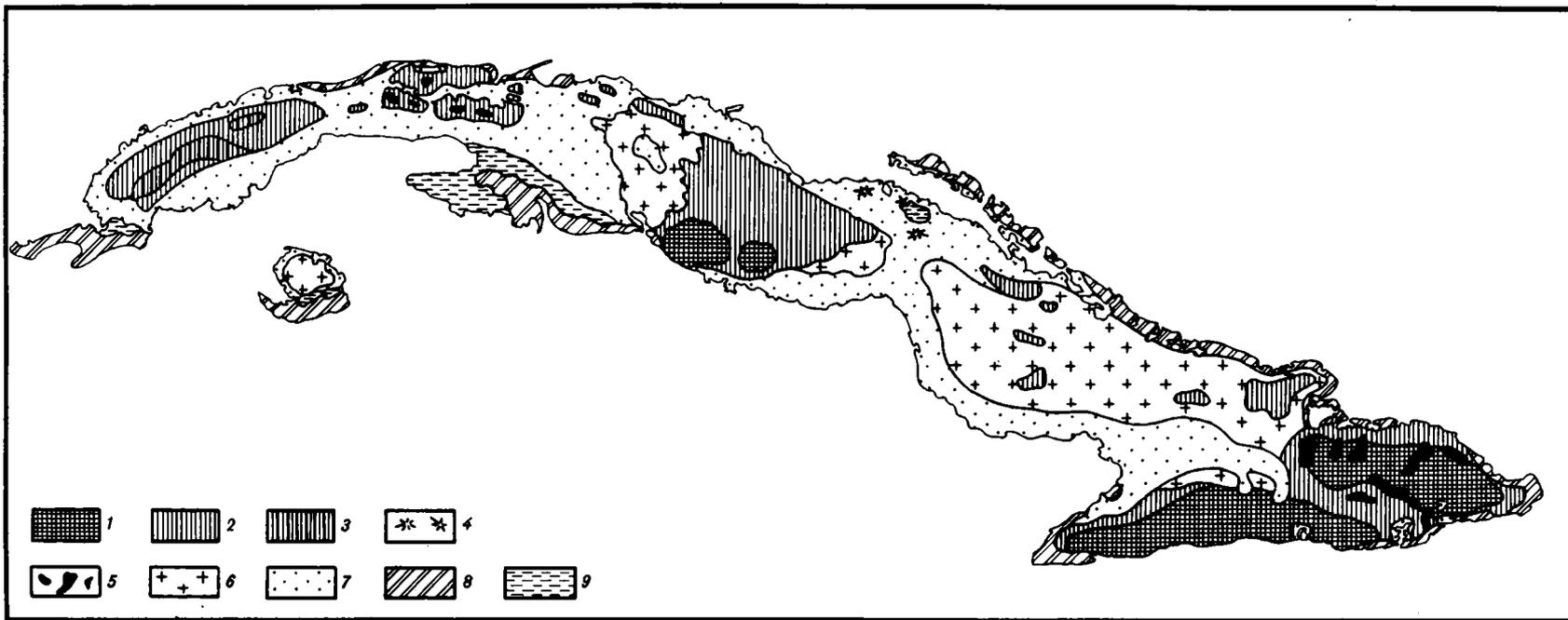
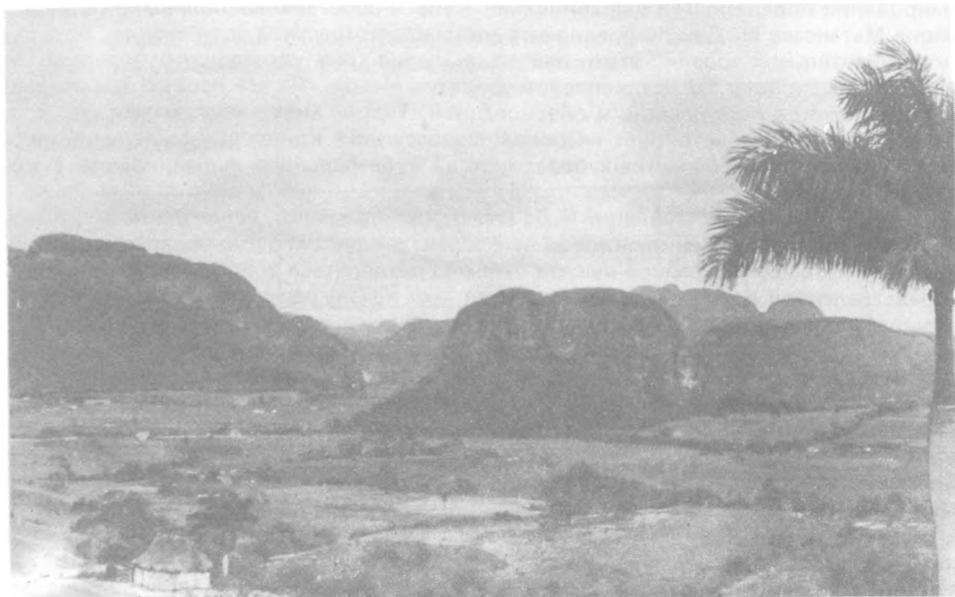


Рис. 2. Геоморфологическая схема Кубинского архипелага

Флювиально-денудационный рельеф: 1 — горы (700 — 2000 м); 2 — холмы (до 700 м). *Карстовый рельеф:* 3 — моготы. *Денудационно-тектонический рельеф:* 4 — холмы, образованные поднятием соляных куполов. *Талассогенный рельеф:* 5 — поднятые и переработанные флювиально-денудационными

процессами реликты абразионных равнин; 6 — поверхности абразионных равнин; 7 — поверхности аккумулятивных равнин, сложенные терригенными осадками; 8 — поверхности аккумулятивных равнин и террасовых ступеней, сложенные карбонатными осадками. *Биогенный рельеф:* 9 — поверхности аккумулятивных равнин, сложенные торфяниками



Р и с. 3. Моготы (карстовые возвышенности) Сьерра-де-лос-Органос
Фото А.Л. Книппера

Более подробно их происхождение будет рассмотрено в следующей главе, в разделе, посвященном голоценовым образованиям.

Мы полагаем, что вопрос о происхождении прибрежных равнин, сложенных с поверхности не карбонатными, а терригенными морскими осадками, также не должен вызывать серьезных разногласий. Однако на геоморфологической карте Национального атласа Кубы южная прибрежная равнина Пинар-дель-Рио и прибрежная равнина Северного Лас-Вильяса отнесены к флювиально-морским формам рельефа, а равнина Кауто — к флювиальным. Это различие в определении генезиса форм рельефа, естественно, распространяется и на представления о генезисе рыхлых терригенных отложений, слагающих поверхности этих равнин, и мы остановимся на нем в следующей главе.

Лестницы морских прибрежных террас имеют в общем то же происхождение, что и прибрежные равнины, а причиной их морфологического отличия был, несомненно, тот факт, что они формировались не на стабильных, а на поднимающихся участках побережья. Морское происхождение нижних комплексов этих террас не вызывает сомнений ни у кого из исследователей. Однако вопрос о происхождении верхних ступеней, обычно лишенных "собственного" покрова известняков и не имеющих хорошо выраженного тылового шва, не всегда решается одинаково. Сошлемся еще на один пример, относящийся к геоморфологической карте Национального атласа Кубы. Верхняя ступень лестницы морских террас на участке северного побережья Кубы между Гаваной и Санта-Крус-дель-Норте, имеющая высоту 80–100 м над уровнем моря, отнесена на этой карте к "моноклинальным структурно-тектоническим возвышенностям". Мы не можем согласиться с этим определением и считаем, что плоская вершинная поверхность этой ступени выработана морем, так как на ней сохранился покров терригенных осадков плейстоценовой формации Вильяроха, которые мы считаем морскими образованиями.

Наиболее дискуссионен вопрос о происхождении тех плоских, горизонтальных вершинных поверхностей Кубы, которые часто не имеют пространственной связи с побережьями и, срезая доантропогеновые породы различного возраста, либо совсем не имеют покрова осадочных отложений, либо перекрываются только маломощными терригенными образованиями. Как отмечалось во введении, к началу наших работ относительно генезиса этих рыхлых терригенных отложений существовали самые различные мнения, а сами плоские вершинные поверхности большинством исследователей принимались за реликты денудационных поверхностей выравнивания — пенепленов или педипленов.

Из всех попыток сгруппировать эти пенеплены или педиплены в разновозрастные уровни наиболее интересна, пожалуй, та, которая содержится в работе Ш. Дюкло [Ducloz, 1963]. На основе анализа всех опубликованных к тому времени представлений о

формировании поверхностей выравнивания Кубы и собственных полевых исследований в районе Матансаса Ш. Дюкло предложил детальное возрастное расчленение "поверхностей континентальной эрозии" этого района, выделив семь уровней этих поверхностей — от позднемiocенового до среднелайстоценового (табл. 1). На первый взгляд работа Ш. Дюкло кажется и детальной, и обоснованной. Тем не менее мы считаем, что она довольно наглядно демонстрирует несостоятельность всей концепции выделения на Кубе большого числа разновозрастных поверхностей субаэрального выравнивания ("континентальной эрозии"¹).

Из классических представлений В. Дэвиса о формировании пенепленов в результате постепенного выколаживания склонов неизбежно следует, что разновозрастные пенеплены, располагающиеся на разной высоте, должны разделяться зоной расчлененного рельефа, представленной всеми стадиями развития — от начала расчленения древнего пенеплена до выработки молодого — и, следовательно, достаточно обширной, соизмеримой с самими пенепленами. Разновысотные поверхности выравнивания в районе Матансаса, как и на всей Кубе, часто располагаются в непосредственной близости одна от другой, а разделяет их при этом либо неширокий перегиб рельефа, либо уступ или серия уступов. Подобные соотношения не позволяют считать эти поверхности выравнивания реликтами пенепленов.

Альтернатива концепции В. Дэвиса содержится в представлениях Л. Кинга о формировании поверхностей выравнивания (педипленов) в результате отступления сохраняющих свою крутизну склонов "параллельно самим себе" [King, 1953]. Такой процесс действительно мог бы создавать разновозрастные поверхности выравнивания, разделенные одним нешироким уступом. Однако за все время наших исследований мы не смогли обнаружить в рельефе Кубы никаких следов подобного отступления склонов, происходящего без участия волновой абразии. Более того, ряд фактов свидетельствует о невозможности этого процесса.

Мы остановимся на этих фактах несколько позже, здесь же отметим, что в работе Ш. Дюкло отсутствуют попытки объяснить механизм формирования поверхностей выравнивания, если не считать беглых упоминаний об участии карстовых процессов в выработке некоторых поверхностей. Употребляемый им термин "поверхность континентальной эрозии" нейтрален — в отличие от терминов "пенеплен" или "педиплен" он ничего не говорит о механизме формирования этих деструктивных равнин. Таким образом, в работе Ш. Дюкло практически обойдена молчанием проблема, рассмотрение которой сразу же ставит под сомнение правомерность основных выводов работы.

Определение возраста поверхностей выравнивания Ш. Дюкло начал с того, что отнес самую высокую поверхность Паленке к позднему миоцену. Основанием для этого послужил тот факт, что самые молодые из карбонатных осадков, полностью перекрывавших район Матансаса, во время исследований Ш. Дюкло считались верхнемiocеновыми². Затем, считая каждую нижележащую поверхность более молодой, чем выше лежащая, он определил возраст этих поверхностей путем деления отрезка времени от позднего миоцена до плейстоцена более или менее пропорционально их высотам. Мы полагаем, что такое "определение" возраста не заслуживает серьезного критического обсуждения.

Итак, разбор одного из наиболее детальных исследований геоморфологии Кубы [Ducloz, 1963] показывает, что в нем практически не содержится сколько-нибудь убедительных доказательств субаэрального (континентального) происхождения деструктивных равнин (поверхностей выравнивания) Кубы. Нет таких доказательств и в работах других сторонников этой концепции. Очень часто мнение о континентальном происхождении этих форм рельефа преподносится как аксиома, а существование предположений о том, что они были образованы морской абразией, просто полностью игнорируется.

Вот, например, как аргументируют свои представления О.К. Леонтьев и его соавторы: "Денудационный рельеф о. Пинос представлен пенепленом — поверхностью денудационного выравнивания, занимающей основную часть северного Пиноса. То, что эта волнистая равнина с высотами от 10—12 до 60—70 м над уровнем моря является пенепленом — очевидно, так как топографическая поверхность здесь срезает примерно под один уровень все развитые на северном Пиносе геологические формации: нижней-средней

¹ Термин "эрозия" в работе Ш. Дюкло, как и в большинстве зарубежных работ, не ограничен значением "флювиальная деструкция", принятым в работах советских исследователей, а означает экзогенную деструкцию.

² Современные данные позволяют считать, что в районе Матансаса миоценовая трансгрессия продолжалась и в плиоцене [Iturralde-Vinent, 1969; Torre, 1971, 1972a; Iturralde-Vinent, Morales Hernández, 1973; Borro, Morales, 1974].

Таблица 1

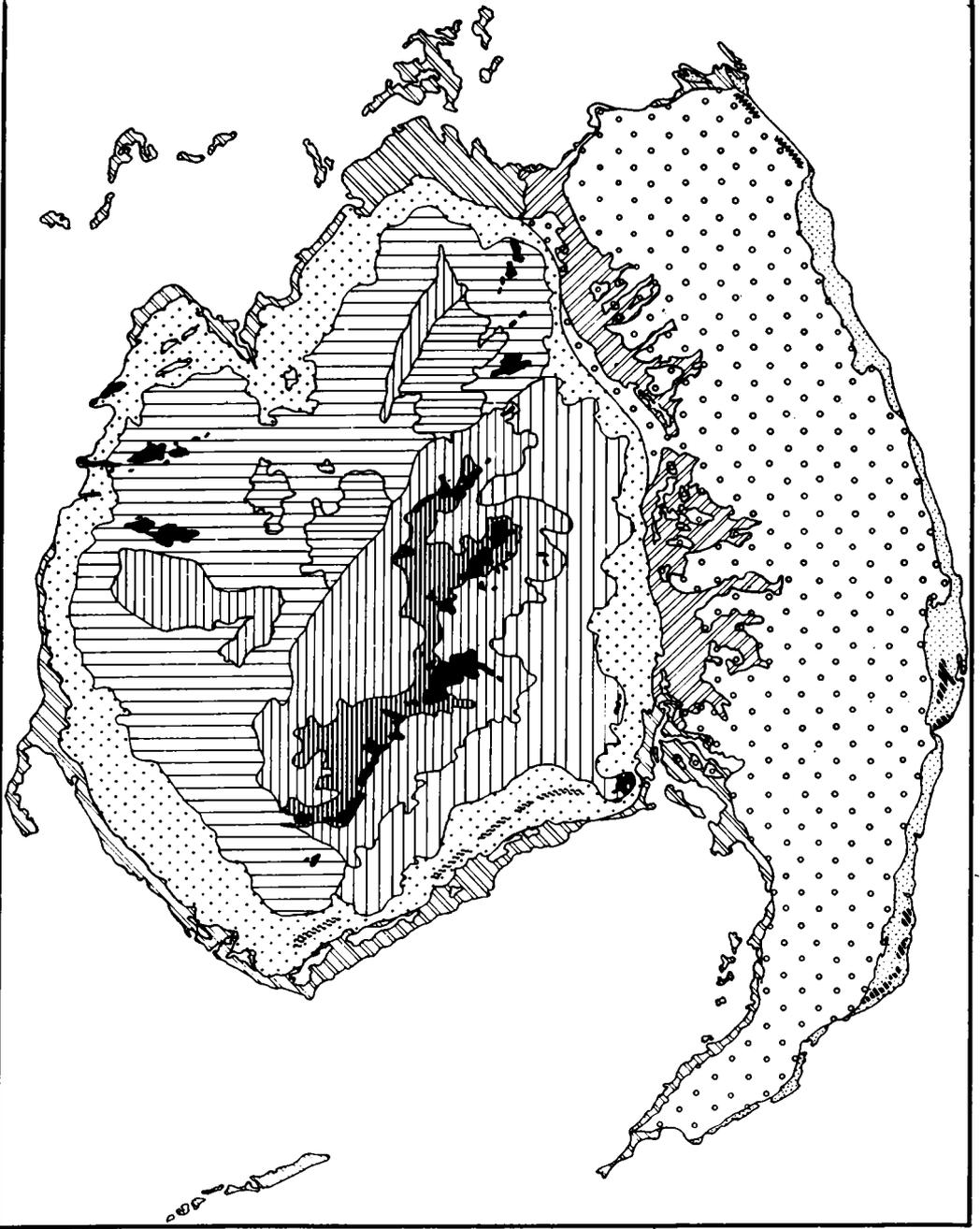
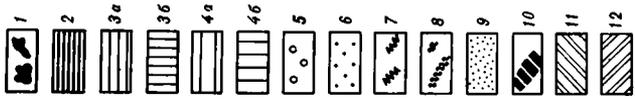
Представления Ш. Дюкло [Ducloz, 1963] об истории формирования поверхностей выравнивания, развитых в районе Матансаса

Поверхности "континентальной эрозии" и их высота, м	Геологические события	Возраст
Паленке – 260–285	Эрозионный цикл 1	Поздний миоцен
	Поднятие (около 60 м) и изгибание	Плиоцен
Монте-де-Оро – 80–260	Эрозионный цикл 2	
	Поднятие (около 80 м)	
Сантойо – 50–180	Эрозионный цикл 3	
	Поднятие (10–45 м) и слабая складчатость	
Бельямар – 40–100	Эрозионный цикл 4	
	Поднятие (15–25 м) и слабая складчатость	Плиоцен – плейстоцен (?)
Чиримоя – 30 – 50	Эрозионный эпицикл 1	
	Понижение уровня моря, поднятие (10 м), очень слабая складчатость	Начало иллинойского оледенения
Наранхаль – около 20	Эрозионный эпицикл 2	
	Понижение уровня моря (11–13 м)	
Версальес – 5–9	Эрозионный эпицикл 3	
	Понижение уровня моря (1 м)	

юры, мела и гранитоидов" [Леонтьев и др., 1976, с. 87–88]. Подобное нежелание принимать во внимание возможную роль такого мощного геологического агента, как море, кажется нам просто странным, тем более, что в геологически недавнем прошлом (по крайней мере, в среднем кайнозое) большая часть территории Кубинского архипелага неоднократно заливалась морем, а в настоящее время любой пункт этой территории удален от моря не более чем на несколько десятков километров.

Что же касается о. Хувентуд (Пинос), то наша концепция о морском происхождении всех поверхностей выравнивания Кубинского архипелага родилась как раз во время работ на этом острове, рельеф которого обладает такими характерными чертами, которые, по нашему мнению, особенно убедительно свидетельствуют о правильности этой концепции. Поэтому обоснование своих взглядов на происхождение поверхностей выравнивания Кубы мы начнем с краткого геоморфологического очерка о. Хувентуд. На рис. 4 приведена геоморфологическая карта о. Хувентуд, составленная И.П. Карташовым на основе маршрутных исследований 1971, 1973 и 1978 гг. и дешифровки аэрофотоснимков. Не касаясь пока нашей трактовки генезиса и возраста изображенных на карте форм рельефа, остановимся вначале на основных морфологических особенностях рельефа о. Хувентуд.

Большую часть острова занимает выработанная в мезозойских метаморфических породах деструктивная равнина, полого поднимающаяся к центру острова, где она имеет высоту 70–80 м над уровнем моря, и лишь слегка расчлененная современными речными долинами. Уклоны поверхности этой равнины не превышают 5°, а чаще составляют 1–3°. Над поверхностью равнины поднимаются отдельные крутосклонные холмы и группы холмов, относительная высота которых колеблется от первых десятков метров до 250 м и более (30–300 м над уровнем моря). Крутые (до 30°, а иногда и более) скло-



ны этих холмов настолько резко контрастируют с рельефом равнины, что холмы кажутся как бы насаженными на ее поверхность (рис. 5).

В. Куман и Р. Гавилан [Kúman, Gavilan, 1965], составившие первую геоморфологическую карту острова, рассматривали и холмы, и деструктивную равнину как формы денудационного рельефа, созданного комплексом флювиальных и склоновых процессов. Резкие различия в рельефе холмов и равнины, видимо, не привлекли их внимания, и попыток объяснить эти различия в работе В. Кумана и Р. Гавилана не содержится. Геоморфологическая карта Национального атласа Кубы [1970], несмотря на свой мелкий масштаб, объясняет рельеф о. Хувентуд более обоснованно, чем карта В. Кумана и Р. Гавилана, но кроме ошибок, связанных с той трактовкой происхождения равнинного рельефа, которую мы считаем неверной, содержит и такие ошибки, которые трудно объяснить.

Границы голоценовых и позднплейстоценовых морских аккумулятивных и абразионно-аккумулятивных равнин, изображенных на этой карте, почти совпадают с границами этих форм рельефа, показанными на нашей карте. Правда, южная равнина острова, сложенная плейстоценовыми известняками группы Хайманитас, почему-то отнесена к голоцену, но эту ошибку вряд ли можно считать существенной. Наиболее поднятые участки деструктивной равнины отнесены к "эрозионно-денудационным" равнинам (пенепленам и педипленам), а крутосклонные холмы — к "петроморфным" останцам. Хотя эта трактовка и кажется нам ошибочной, она все-таки не лишена логики. Но понять, почему менее поднятые и соответственно менее расчлененные реками и ручьями участки этой равнины отнесены к флювиальным формам рельефа, совершенно невозможно. Кроме того, дополнительным знаком показано, что эти "флювиальные" равнины одновременно являются "участками поверхностей выравнивания с реликтами древней коры выветривания". Противоречивость этой трактовки бросается в глаза. Если аккумулятивные флювиальные равнины — это самые обычные формы рельефа (хотя на Кубе их нет, если не считать небольших современных дельт таких рек, как Манати, Саса, Кауто и др.), то деструктивные равнины — поверхности выравнивания — вообще не могут формироваться реками. Равнины, кольцом опоясывающие остров, конечно, не могут иметь флювиальный генезис.

В уже упоминавшейся работе О.К. Леонтьева с соавторами [1976] эта ошибка не повторяется. На приведенной в ней схеме показано, что "поверхности денудационного выравнивания" центральной части острова окружена "талассогенной поверхностью выравнивания", причем граница между этими формами рельефа также практически совпадает с границей между миоцен-плейстоценовой и позднплейстоценовой морскими равнинами, показанными на нашей карте. К сожалению, в этой работе присутствуют другие ошибки и неточности. Критику этих ошибок можно начать с того, что авторы считают холмы-"острова" "петроморфными останцами", возникновение которых обусловлено "препарировкой выходов мраморов... метаморфических сланцев и кварцитов" [Леонтьев и др., 1976, с. 88—89]. Как будет показано в дальнейшем, простое сопоставление рельефа о. Хувентуд с его геологическим строением свидетельствует об ошибочности этих представлений.

Хотя на приведенной в работе схеме вся прибрежная зона о. Хувентуд показана как морская равнина ("талассогенная поверхность выравнивания"), в тексте сказано: "В нижнем течении большинства рек поймы расширяются и постепенно переходят в дельты. Примыкая друг к другу, дельты соседних рек и ручьев образуют единую прибрежную аллювиально-морскую поверхность, окаймляющую северный Пинос. В дельтах рек

Рис. 4. Геоморфологическая карта о. Хувентуд

Денудационный рельеф: 1 — крутосклонные (до 30° и более) холмы-"острова" высотой 30—300 м. *Талассогенный рельеф:* 2—4 — миоцен-плейстоценовая абразионная равнина: 2 — участки, поднятые до 80 м и расчлененные флювиально-денудационными процессами (уклоны поверхности до 5°); 3 — участки, поднятые до 60 м, расчлененные флювиально-денудационными процессами: а — заметно (уклоны поверхности до 5°), б — слабо (уклоны до 2°); 4 — участки, поднятые до 30 м и расчлененные флювиально-денудационными процессами: а — слабо (уклоны поверхности до 3°), б — очень слабо (уклоны до 1°); 5—8 — позднплейстоценовые аккумулятивные равнины высотой 5—10 м: 5 — сложенные карбонатными осадками группы Хайманитас и расчлененные карстовыми процессами; 6 — сложенные песками (преимущественно кварцевыми) и галечниками формации Сигуанеа; 7 — поднятые до 15 м прибрежные отмели, сложенные калькаренитами группы Хайманитас; 8 — поднятые до 7 м волноприбойные (штормовые) валы, сложенные кварцевыми песками и галечниками формации Сигуанеа; 9—11 — голоценовые прибрежные формы рельефа: 9 — поднятые до 2 м низкие террасы и пляжи, сложенные карбонатными песками и галечниками, в тыловой части нередко заболоченные, с озерами; 10 — волноприбойные (штормовые) валы высотой 3—5 м, сложенные карбонатными галечниками; 11 — низменные равнины мангровых болот. *Биогенный рельеф:* 12 — голоценовые низменные равнины торфяных болот, развитых на месте крупных карстовых полей позднего плейстоцена



Рис. 5. Сьерра-де-Касас — холмы "острова" о. Хувентуд

о. Пинос выделяются две генерации — голоценовая (4–5 м абс.выс.) и более древняя (до 10–12 м абс.выс.)" [Там же, с. 89]. В действительности на о. Хувентуд нет ни голоценовых, ни более древних дельт. Все устьевые части ручьев и речек острова превращены голоценовой трансгрессией в эстуарии, которые хорошо видны не только на аэрофотоснимках, но и на топографических картах.

Нужно сказать, что характеризуя флювиальные формы рельефа в тексте работы и изображая на схеме "участки долин в пределах пенепленизированной поверхности" таким образом, что они выглядят как один из главных компонентов рельефа, О.К. Леонтьев и его соавторы переоценивают роль флювиальных процессов в формировании рельефа о. Хувентуд. Вся рельефообразующая деятельность ручьев и речек острова за время существования деструктивной равнины как формы рельефа суши (с начала плейстоцена) свелась лишь к превращению этой, когда-то, по-видимому, почти идеально плоской равнины в слегка волнистую. Все эти ручьи и реки, за исключением приустьевых частей, в настоящее время, как правило, находятся в стадии глубинного врезания, что объясняется не молодостью тектонических поднятий, сформировавших купол о. Хувентуд, а чрезвычайной медленностью процесса врезания, обусловленной ничтожной живой силой этих водотоков и высокой прочностью метаморфических пород, слагающих деструктивную равнину о. Хувентуд.

Депрессия Сьенага-де-Ланьер, представляющая собой крупное карстовое поле, превращенное в торфяное болото в результате повышения уровня грунтовых вод в ходе голоценовой трансгрессии, рассматривается О.К. Леонтьевым и его соавторами как часть "самой низкой" морской террасы, которая "сплошной полосой тянется вдоль берегов северного Пиноса" [Там же, с. 90]. Это тоже ошибка, так как поверхность депрессии сложена пресноводными торфяниками, а характер ее очертаний и форма уступов, отделяющих поверхность депрессии от южной равнины, сложенной карстующимися известняками, обнаруживают полное сходство с карстовыми депрессиями, развитыми в пределах этой южной равнины.

Отметим, наконец, что приведенная в этой работе ссылка на то, что "низкая поверхность" южной равнины о. Хувентуд, "по данным И.П. Карташова и Н.А. Майо, сложена... известняками плиоцен-четвертичного возраста" [Там же, с. 90] не соответствует действительности. В статье, на которую они ссылаются [Kartashov, Mayo, 1972d], об этих известняках не сказано ни слова. Но именно в этой статье было впервые высказано предположение об абразионном, а не денудационном происхождении деструктивных равнин Кубинского архипелага и, в частности, о. Хувентуд. Это предположение О.К. Леонтьев и его соавторы почему-то обошли молчанием.

Переходя к обсуждению основной дискуссионной проблемы геоморфологического строения острова — проблемы происхождения деструктивной равнины, — отметим, что

тенденция геоморфологической карты Национального атласа Кубы [1970] относить холмы-"острова" и многие другие останцовые возвышенности, поднимающиеся над поверхностями выравнивания различных районов Кубы, к "петроморфным" образованиям, тенденция, сохранившаяся и в работе О.К. Леонтьева с соавторами [1976], вполне понятна. Считая поверхности выравнивания Кубы формами рельефа, созданными субэрозальной денудацией, существование останцовых возвышенностей можно объяснять либо тем, что эта денудация проявлялась в виде отступления склонов "параллельно самим себе" (педипланация), либо селективной денудацией — препарировкой выходов наиболее прочных пород. Хотя термин "педиглены" и присутствует в легенде геоморфологической карты Национального атласа Кубы, предположение о том, что равнины, окаймляющие останцовые возвышенности, были созданы процессом педипланации, видимо, не показалось авторам карты заслуживающим доверия. Таким образом, в их распоряжении оставалось единственное объяснение существования этих возвышенностей — предположение о том, что они представляют собой выходы прочных пород, отпрепарированные флювиально-денудационными процессами.

Однако сопоставление рельефа с геологическим строением не оставляет никаких сомнений в том, что это предположение не соответствует действительности. На рис. 6 изображена составленная Г. Мильяном геологическая карта небольшого участка северного побережья о. Хувентуд, сложенного мезозойской метаморфической толщей. Детальность наблюдений Г. Мильяна, включавших в себя и прослеживание контактов, была достаточно высокой для того, чтобы не сомневаться в правильности изображения контактов между показанными на этой карте крутопадающими толщами метаморфических пород. Горизонталями показан рельеф возвышенности Сьерра-де-Коломбо и северной части возвышенности Сьерра-де-Кабальос. Каждый из двух резко контрастирующих между собой типов рельефа — крутосклонные возвышенности и плоская поверхность равнины — на рассматриваемом участке встречается на всех разновидностях метаморфических пород, а границы между возвышенностями и равниной настолько резко не совпадают с границами геологических тел, что ни о какой зависимости рельефа от селективной денудации не может быть и речи. Наличие разломов, которые, по мнению О.К. Леонтьева с коллегами [1976], обуславливают крутизну склонов холмов, также не подтверждается геологической картой. Кроме того, очертания границ между равнинным и крутосклонным рельефом о. Хувентуд извилисты и лишены какой-либо линейности, так что предположение о том, что холмы-"острова" представляют собой поднятые по разломам блоки, не имеет никаких оснований, кроме резкой контрастности рельефа.

Чтобы закончить разбор всех возможностей сохранения останцовых возвышенностей на поверхностях выравнивания, созданных субэрозальной денудацией, остановимся еще раз на возможностях проявления процесса педипланации на о. Хувентуд.

Исходя из представлений о балансе рыхлого материала в денудационных процессах, можно считать, что отступление крутых склонов "параллельно самим себе" возможно лишь в тех случаях, когда скорость транспортировки рыхлого материала по склону настолько превосходит скорость возникновения этого материала в результате выветривания, что весь материал — и подготовленный выветриванием, и поступивший с вышележащих участков склонов — удаляется даже с самых нижних участков склонов [Карташов, 1975, с. 22]. При этом, чем больше количество рыхлого материала, удаляемого с отступающего склона, тем круче поверхность, формирующаяся у подножия этого отступающего склона. Настоящие педименты с углами наклона менее 5° , по-видимому, могут формироваться только в условиях крайне низкой интенсивности процессов выветривания. Если в настоящее время интенсивное химическое выветривание характерно только для горных районов Кубы, то, как будет показано в дальнейшем, геологически недавно, еще в первой половине плейстоцена, каолиновая кора выветривания формировалась в большинстве районов Кубинского архипелага, в том числе и на о. Хувентуд. Таким образом, даже теоретическая возможность формирования поверхностей выравнивания Кубы процессом педипланации кажется мало вероятной.

Некоторые из наблюдавшихся нами деталей геолого-геоморфологического строения о. Хувентуд можно считать эмпирическими доказательствами невозможности проявления процесса педипланации в его пределах и, вероятно, в пределах всего Кубинского архипелага. Так, если бы равнина о. Хувентуд действительно возникла в результате отступления крутых склонов холмов "параллельно самим себе", то ее участки, непосредственно примыкающие к холмам, были бы самыми молодыми образованиями и были бы лишены коры выветривания или обладали бы корой выветривания минимальной мощности. Таких соотношений в мощности коры выветривания здесь не наблюдается. Не только равнина в непосредственной близости к подножиям холмов, но часто и

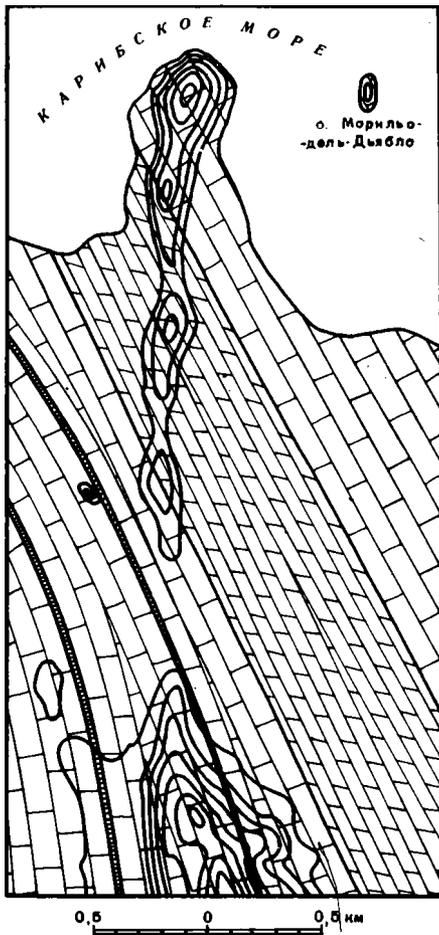


Рис. 6. Сопоставление рельефа с геологическим строением (по Г. Мильяну) на участке северного побережья о. Хувентуд в районе возвышенности Сьерра-де-Коломбо и северной части возвышенности Сьерра-де-Кабальос. Горизонталь через 25 м.

Мезозойская метаморфическая толща: 1 — горизонты известково-силикатных сланцев, 2 — черные и серые мраморы с прослоями черных пироксеносодержащих доломитов, 3 — тонкозернистые белые и серые доломиты с прослоями грубозернистого серого мрамора

сами склоны холмов одеты мощной корой выветривания, сформированной на метаморфических породах, а в пределах равнины — и на сохранившихся местами молодых (плиоцен-плейстоценовых и плейстоценовых) осадочных образованиях.

Еще одно обстоятельство мешает принять гипотезу педипланиции для объяснения особенностей строения рельефа всего Кубинского архипелага. Какой процесс мог обеспечивать перенос рыхлого материала отступающих склонов холмов через равнину, не разрушая при этом кору выветривания на ней? Механизм такой транспортировки просто не поддается объяснению, а наши наблюдения свидетельствуют о том, что ее вообще не происходило. Наиболее четкий перегиб рельефа на границе между холмами-«островами» и равниной, совершенно не замаскированный накоплением коллювиальных шлейфов, наблюдается там, где к холмам примы-



кает молодая позднеплейстоценовая равнина. В центральных частях острова, где холмы окружены наиболее древними участками равнины, не покрывавшимися морем по крайней мере с начала плейстоцена, граница между этими формами рельефа представлена не четким перегибом, а плавным переходом, возникшим в результате накопления коллювия у подножия холмов.

Это наблюдение подтверждается данными некоторых буровых линий, которые показывают, что мощность рыхлых глинистых отложений на равнине увеличивается с приближением к склонам холмов при одновременном плавном повышении поверхности равнины. К сожалению, документация буровых скважин, как правило, не настолько детальна, чтобы можно было разделить рыхлые отложения на элювий метаморфических пород, морские осадки (скорее всего формации Гуане) и коллювий, но предположение о том, что все эти образования присутствуют в разрезах по скважинам и что увеличение мощности рыхлых отложений связано с накоплением коллювиальных шлейфов, хорошо согласуется с геоморфологическими данными и кажется вполне правдоподобным. Все это говорит об уменьшении контрастности рельефа о. Хувентуд под действием субэрозивной денудации, иными словами — о прямо противоположной тенденции развития рельефа, чем та, которая предполагается гипотезой педипланиции.

Все сказанное не может не убеждать в том, что резкую контрастность рельефа о. Хувентуд можно объяснить только тем, что равнинный и крутосклонный рельеф были образованы разными экзогенными процессами. Если рельеф холмов, бесспорно, возник и развивался под действием флювиально-денудационных процессов, то для образования равнинного рельефа просто не остается никакого другого процесса, кроме морской абразии. Это предположение подтверждается существованием в пределах южной равнины, сложенной морскими карбонатными осадками, холма Каудаль, невысокого (33 м над уровнем моря), но такого же крутосклонного и сложенного теми же метаморфическими породами, что и холмы северной части о. Хувентуд. Здесь уже не остается никаких сомнений в том, что этот холм был островом в море, которое абрадировало

все флювиально-денудационные формы рельефа, когда-то окружавшие этот холм. Холм Каудаль отличается от холмов северной части острова лишь тем, что в окружавшем его море абразия сменялась аккумуляцией карбонатных осадков, тогда как на севере карбонатные осадки не накапливались.

Процесс формирования абразивной равнины вокруг холмов-“островов” можно видеть и в настоящее время. Так, небольшой островок Морильо-дель-Дьябло у северного побережья о. Хувентуд (см. рис. 6) при понижении уровня моря всего на несколько метров станет точно таким же крутосклонным холмом посреди равнины, как и прочие холмы-“острова”.

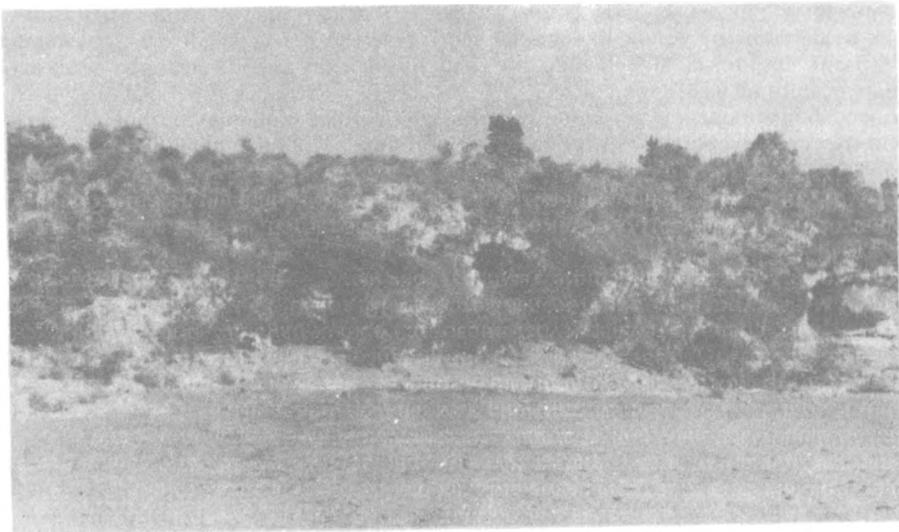
Таким образом, геоморфологический анализ убеждает в том, что деструктивная равнина о. Хувентуд с ее останцовыми холмами-“островами” не могла быть сформирована субаэральными флювиально-денудационными процессами и, несомненно, представляет собой талассогенную форму рельефа, образованную морской абразией. Холмы о. Хувентуд — это реликты флювиально-денудационного рельефа, которые во время трансгрессий действительно были островами.

Конечно, абразия, как и субаэральная денудация, может действовать избирательно, разрушая в первую очередь менее прочные, податливые горные породы. Но сопоставление рельефа о. Хувентуд с геологическим строением (см. рис. 6) показывает, что литологические различия пород метаморфической толщи не оказывали влияния на форму и положение холмов-“островов”. Видимо, прочность этих пород по отношению к разрушающему действию волновой абразии практически одинакова. В этих условиях развитие процесса абразии и соответственно положение и форма островов — реликтов флювиально-денудационного рельефа, сохраняющихся от разрушения морем, — зависели главным образом от преобладающих направлений ветров, которые определяли направления волн, от особенностей строения рельефа абрадируемой суши, от очертаний ее берегов и, вероятно, от целого ряда более или менее случайных факторов. Нужно, впрочем, отметить, что структурный план метаморфической толщи о. Хувентуд находит какое-то отражение в распределении холмов-“островов” на равнине и, по-видимому, в деталях очертаний по крайней мере некоторых из этих холмов. Эта нечеткая связь рельефа со структурой и представляет собой весь результат селективной абразии.

Для большинства других поверхностей выравнивания Кубинского архипелага также характерно присутствие останцовых возвышенностей. Правда, эти останцовые возвышенности не всегда обладают такими же крутыми склонами, как холмы-“острова” на о. Хувентуд, а их границы с равнинным рельефом не всегда выражены таким же четким перегибом. Однако это не меняет сущности взаимоотношений между равнинным рельефом и останцовыми возвышенностями, взаимоотношений, свидетельствующих о морском происхождении равнинного рельефа. К тому же, существуют и такие границы между равнинным рельефом и останцовыми возвышенностями, которые несомненно представляют собой древние береговые линии. Сошлемся для примера на древний клиф с волноприбойными нишами, местами превращенными в пещеры, который имеет протяженность более 100 км (местами на этом отрезке клиф разрушен флювиально-денудационными процессами) и располагается на высоте 80–100 м над уровнем моря, на границе между южной прибрежной равниной провинций Гавана и Матансас и возвышенностью Бехукаль — Мадруга — Колисео (рис. 7). Внешний облик и геоморфологическая позиция этой формы рельефа настолько явно свидетельствуют о ее морском происхождении, что можно только удивляться тому, что на геоморфологической карте Национального атласа Кубы [1970] многие участки этого клифа (так же, впрочем, как и многих других древних клифов) показаны как тектонические уступы, отделяющие ранне-среднеплейстоценовый пенеппен (или дедиппен), к которому отнесена наиболее высокая часть (50–70 м над уровнем моря) наклонной прибрежной равнины, либо от плиоцен-плейстоценового пенеппена (100–120 м над уровнем моря), либо от структурно-тектонических возвышенностей.

Останцовые возвышенности, некогда представлявшие собой острова, присутствуют и на самых низких (прибрежные районы о. Хувентуд), и на самых высоких (возвышенность Ла-Менсура на плато Пинарес-де-Маяри, поднимающемся на 700–800 м над уровнем моря) поверхностях выравнивания Кубинского архипелага, и это позволяет сделать вывод о том, что все эти поверхности выравнивания представляют собой реликты морских абразивных равнин.

До начала наших исследований возможность существования на Кубе морских терригенных осадков плейстоценового возраста признавалась, насколько нам известно, только в работе Дж. Спенсера, выделившего плейстоценовую формацию Сапата [Spencer, 1895], и в работе чехословацких ученых [Nemes et al., 1967], высказавших мнение о том, что возможность морского происхождения красноцветных осадков Кубы нельзя



Р и с. 7. Древний клиф с волноприбойными нишами и пещерами возле Сан-Антонио-де-Кабесас (провинция Матансас)

считать полностью исключенной¹. Обе эти работы были почти неизвестны широкому кругу исследователей геологического строения и геоморфологии Кубы, и о существовании плейстоценовых морских терригенных осадков на поверхностях выравнивания Кубы не было известно практически ничего. Связь этого факта с широкой популярностью концепции о формировании поверхностей выравнивания Кубы субаэральной денудацией не вызывает сомнений. С одной стороны, отсутствие сведений о подобных осадках было косвенным аргументом в пользу этой концепции, а с другой стороны, популярность этой концепции, по-видимому, мешала исследователям замечать эти осадки.

Нам удалось обнаружить морские осадочные терригенные образования плейстоценового возраста и на самых низких, и на самых высоких поверхностях выравнивания Кубы. К сожалению, лишь в некоторых случаях морское происхождение этих осадков не вызывает никаких сомнений. Чаще для решения этого вопроса требуется обстоятельная дискуссия. Вся эта дискуссия приведена в следующей главе, в разделах, характеризующих генезис различных осадочных толщ — подразделений разработанной нами стратиграфической схемы антропогена Кубы. Здесь мы только хотели бы отметить, что считаем вполне логичным рассматривать факт пространственной связи этих толщ с поверхностями выравнивания, морское происхождение которых доказывается геоморфологическим анализом, как один из аргументов в пользу предположения о том, что они представляют собой морские осадки, и наоборот, — рассматривать присутствие морских осадков на поверхностях выравнивания как факт, подтверждающий выводы геоморфологического анализа.

Приведенная выше геоморфологическая схема Кубинского архипелага (см. рис. 2) нуждается еще в одном пояснении. Показанное на ней разделение морских равнин на аккумулятивные и деструктивные (абразионные) имеет довольно условный характер. Так, все равнины, сложенные морскими карбонатными осадками, и реликты таких равнин (террасы) отнесены на схеме к аккумулятивным образованиям. Однако ни в одном случае нельзя уверенно утверждать, что поверхность этих форм рельефа действительно образована аккумуляцией, что она не была хотя бы на несколько сантиметров срезана волновой абразией.

К абразионным равнинам отнесены те поверхности выравнивания, на которых плейстоценовые морские осадки либо совсем отсутствуют, либо сохраняются лишь на небольших по размерам разобщенных участках в понижениях поверхности, выработанной в доплейстоценовых породах. Мощность этих осадков, представленных терригенными фациями, как правило, ничтожна. И опять ни в одном случае нельзя уверенно связывать это отсутствие осадков с процессом морской абразии, так как в отличие от

¹ Более подробный разбор этих работ будет приведен в следующей главе, в разделе, посвященном формации Вильяроха.

карбонатных осадков, обычно образующих "бронированные" пласты, терригенные осадки сравнительно легко разрушаются флювиально-денудационными процессами. Отсутствие осадков на равнинах, названных нами абразионными, может объясняться их разрушением уже во время существования этих равнин как форм рельефа суши.

Те равнины, на которых сохранился более или менее сплошной покров рыхлых терригенных осадков, отнесены нами к аккумулятивным формам рельефа. Но этот покров, как правило, бывает настолько маломощным, что его формирование нельзя связывать с "настоящей" аккумуляцией осадков, компенсирующей тектонические прогибания. Терригенные осадки этих равнин представляют собой, как правило, осадки, формирующиеся в ходе процесса абразии. Их можно рассматривать как талассогенный аналог инстративного аллювия, как осадки деструктивной динамической фазы [Ламакшин, 1948], а это означает, что равнины, поверхность которых образована этими осадками, строго говоря, следует относить не к аккумулятивным, а к деструктивным формам рельефа.

Таким образом, термины "абразионные" и "аккумулятивные" применены к морским равнинам, показанным на геоморфологической схеме Кубинского архипелага (см. рис. 2) и на геоморфологической карте о. Хувентуд (см. рис. 6), условно. Они означают только, что в первом случае поверхность этих равнин срезает доантропогенные породы и не имеет покрова морских плейстоценовых осадков, а во втором — эта поверхность образована осадками обычно плейстоценового возраста.

И в заключение этого раздела — несколько слов о наших определениях возраста отдельных форм рельефа о. Хувентуд. Голоценовый и позднплейстоценовый возраст морских и биогенных равнин определяется возрастом осадков, лежащих на поверхности этих равнин, и это определение возраста форм рельефа, очевидно, не требует специальных пояснений. На поверхности деструктивной (абразионной) равнины центральной части острова кое-где сохранились морские терригенные осадки плиоцен-плейстоценовой формации Гуане. Однако анализ позднейкайнозойской истории геологического развития Кубинского архипелага, которому посвящена последняя глава этой работы, показывает, что во время трансгрессии, оставившей эти осадки, море вряд ли могло создать абразионную равнину о. Хувентуд на месте расчлененного флювиально-денудационного рельефа, реликтами которого являются холмы-"острова". Скорее всего, эта равнина была в основном сформирована еще раньше, во время миоценовых трансгрессий, предшествовавших позднейкайнозойскому этапу геологического развития, а во время плиоцен-плейстоценовой трансгрессии абразия лишь несколько увеличила размеры этой равнины за счет холмов-"островов". Эти характерные черты истории формирования абразионной равнины о. Хувентуд мы и хотели отразить, определив ее возраст как миоцен-плейстоценовый.

В отличие от многих авторов геоморфологических карт, мы отказываемся от определения возраста денудационных форм рельефа (в данном случае — холмов-"островов"), потому что считаем, что само понятие "возраст рельефа" неприменимо к этим формам, которые, строго говоря, во всех случаях представляют собой современные образования, продолжающие развиваться под действием тех же процессов, которые их создали [Карташов, 1958, с. 10].

КЛИМАТ

Кубинский архипелаг располагается в пассатной, сравнительно дождливой области тропического климатического пояса, для которой характерны резкие различия в количестве атмосферных осадков на наветренных и подветренных склонах гор [Физико-географический атлас мира, 1964]. Согласно литературным данным [Нуньес Хименес, 1960; Давитая, Трусов, 1966; Trúsov, 1967; Национальный атлас Кубы, 1970], климат Кубы складывается под влиянием пассатных ветров, северо-восточных зимой и восток-северо-восточных летом, и теплых течений, формирующих Гольфстрим.

Средняя суточная температура на Кубе не бывает ниже $+10^{\circ}\text{C}$, а самое высокое из средних значений абсолютных годовых максимумов (метеостанция Санкт-Спиритус) составляет $36,6^{\circ}\text{C}$. Годовые амплитуды температур невелики — разница между средними температурами самого холодного (январь) и самого теплого (июль) месяцев составляет всего $6-8^{\circ}$. Невелики и различия среднемесячных температур в разных районах Кубы. Так, средние температуры января в горных районах, поднимающихся более чем на 600 м над уровнем моря, колеблются от 16 до 20° , а в холмистых и равнинных районах — от 22 до 24°C , средние температуры июля — соответственно от 19 до 25° и от 26 до 30°C .

Среднегодовое количество осадков на Кубе колеблется от 600 до 3400 мм [Gagua et al., 1976], причем неравномерность их распределения определяется и общей цирку-

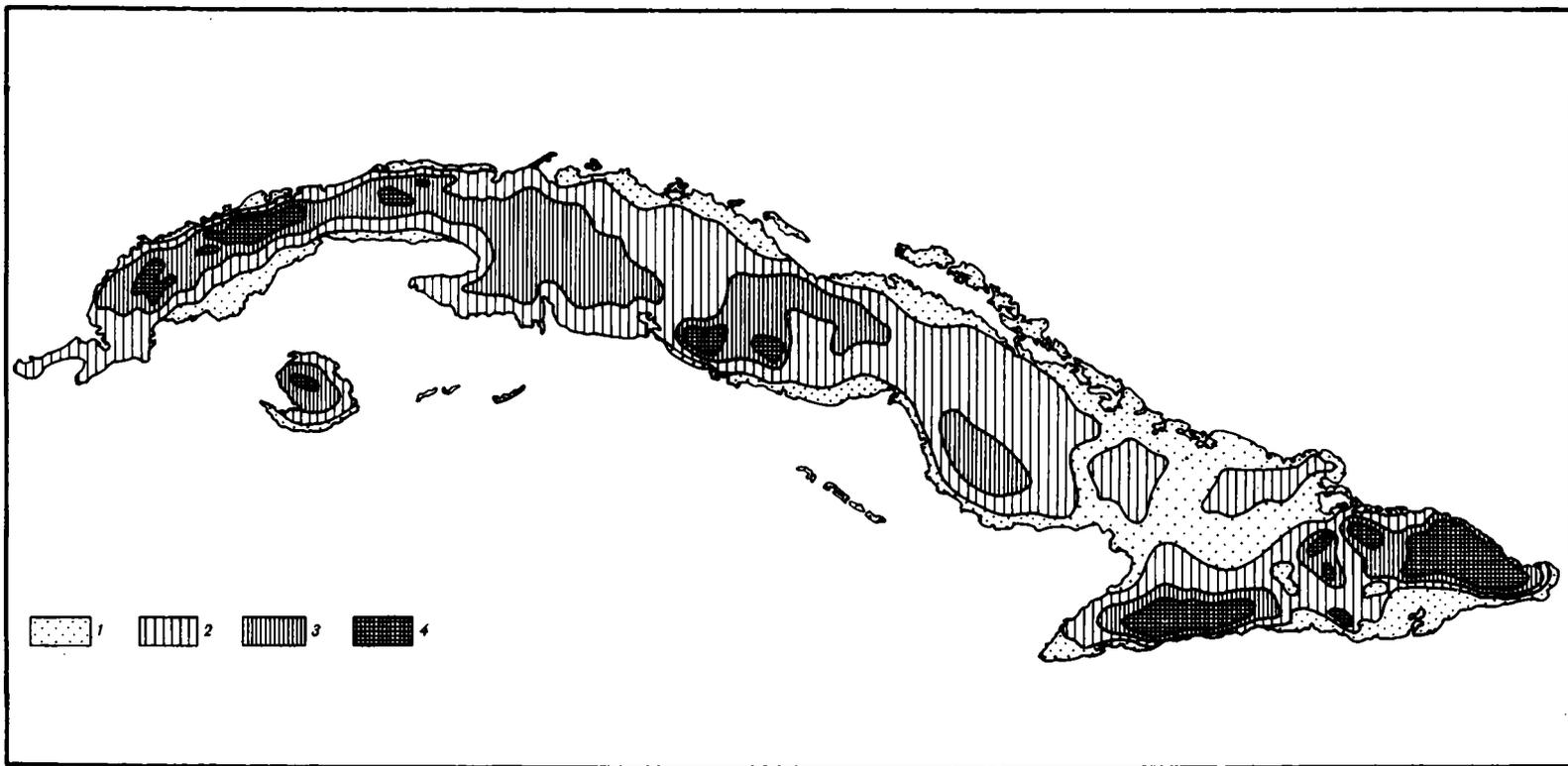


Рис. 8. Схема распределения атмосферных осадков на территории Кубинского архипелага. По Г. Гагуа, С. Зарембо и А. Искьердо [Gagua et al., 1976]

Атмосферные осадки, мм/год: 1 – менее 1200, 2 – 1200–1500, 3 – 1500–1800, 4 – более 1800

ляцией атмосферы, и неодинаковым влиянием морских течений, но главным образом строением рельефа Кубы. Лишь в ограниченных по площади горных районах количество осадков превышает 1800 мм/год. Большая часть территории Кубы имеет среднюю годовую норму осадков 1200–1800 мм, а осадки в количестве менее 1200 мм/год характерны только для нешироких береговых зон прибрежных низменностей, для низменных равнин Кауто и Нипе, которые отделяют восточную Кубу от центральной, и для крайнего юго-востока Кубы (рис. 8).

В годовом ходе атмосферных осадков Кубы существуют четко выраженные сухой (ноябрь – апрель) и дождливый (май – октябрь) сезоны. В дождливом сезоне наблюдаются два максимума – июльский, связанный с периодом зенитальных дождей, и октябрьский, обусловленный прохождением зоны тропического фронта через Кубинский архипелаг и характеризующийся ураганами и катастрофическими ливнями, вызывающими наводнения. Во время сухого сезона большая часть осадков, приносимых северо-восточными пассатами, выпадает на наветренных склонах гор, но отдельные ливни могут выпадать и на равнинах.

В условиях достаточно высоких температур в течение всего года ход процессов выветривания и формирования кор выветривания, подробная характеристика которых будет дана в следующем разделе, определяется главным образом режимом увлажнения зоны гипергенеза, зависящим от соотношения между количеством атмосферных осадков и испарением.

В районах Кубы, получающих наименьшее количество осадков (600–1200 мм/год), испаряемость колеблется от 1800 до 2100 мм/год. Коэффициент увлажнения в этих районах даже во время дождливых сезонов меньше единицы. Это приводит к формированию резко выраженного непромывного режима увлажнения в зоне гипергенеза. В районах с атмосферными осадками от 1200 до 1800 мм/год испаряемость составляет 1600–1800 мм/год. Это характеризует климат как засушливый, однако в дождливые сезоны коэффициент увлажнения в этих районах все же больше единицы, и в зоне гипергенеза складывается неглубокий периодически промывной режим увлажнения. Районы, получающие наибольшее количество атмосферных осадков (более 1800 мм/год), характеризуются наименьшей испаряемостью (1200–1400 мм/год), и в этих районах существует промывной режим в зоне гипергенеза.

КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Корой выветривания мы называем поверхностный слой суши, минеральным скелетом которого служат продукты гипергенного изменения вещества горных пород, топографически не перемещенные. Рыхлые образования, слагающие геологическое тело коры выветривания, называют элювием. В профиле коры выветривания выделяют почвенная и сапролитовая зоны, иногда совмещенные. Критерием для их разделения служит наличие или отсутствие непосредственного влияния гумусовых соединений на процессы гипергенеза. Это влияние сказывается главным образом на форме миграции компонентов почвенной массы и отдельных элементов, в частности железа, и ведет к изменению окраски пород, их текстуры и структуры. Ниже уровня, на котором влияние гумусовых соединений затухает, в сапролитовой зоне сохраняются реликты текстурно-структурных признаков материнских субстратов, а в почвенной зоне, особенно в ее верхних горизонтах, эти реликты обычно полностью отсутствуют.

Современные коры выветривания распространены на Кубе почти повсеместно, они отсутствуют только на склонах, крутизна которых превышает 30°, и на заболоченных участках равнин. В зависимости от характера режима увлажнения в зоне гипергенеза современные коры выветривания Кубы представлены тремя типами: примитивным в районах с непромывным режимом увлажнения, слабо развитым в районах с периодически промывным режимом увлажнения и развитым типом в районах с промывным режимом увлажнения. Степень выраженности климатически обусловленных характерных черт каждого типа коры выветривания, так же как и некоторые особенности строения и состава элювия, зависят от материнского субстрата кор, и это позволяет разделять каждый тип на несколько литогенных групп.

Эта строгая зависимость особенностей строения современных кор выветривания Кубы от климатических условий, главным образом от соотношения между количеством атмосферных осадков и испаряемостью, заставила нас обратить внимание на те отклонения от этой закономерности, которые свойственны реликтам древних кор выветривания. В районах с неглубоким периодически промывным режимом увлажнения зоны гипергенеза, как правило, встречаются реликты кор выветривания развитого типа,

находящихся в резком несоответствии с современными климатическими условиями. Эти коры выветривания формировались не только на древних, доантропогенных породах. Их хорошо сохранившиеся реликты характерны и для осадков первой половины плейстоцена. Существование таких реликтов, очевидно, можно считать бесспорным признаком довольно резкого изменения климатических условий Кубы — уменьшения влажности ее климата. Можно утверждать, что это уменьшение влажности климата, проявлявшееся, вероятно, главным образом в уменьшении количества атмосферных осадков, происходило геологически недавно — в плейстоцене.

В ходе наших исследований мы, естественно, уделяли наибольшее внимание именно этим реликтам древних кор выветривания — индикаторам климатических условий геологического прошлого, позволяющим получать информацию, необходимую и для разработки климатостратиграфических построений, и для реконструкции позднекайнозойской истории геологического развития Кубы. Однако правильная интерпретация этой информации невозможна без ее сопоставления со сведениями о современных корях выветривания. Только на примерах современных кор выветривания можно установить прямую зависимость определенных особенностей состава и строения элювия от тех или иных климатических условий. Поэтому мы считаем необходимым привести в этой вводной главе характеристики трех основных типов современных кор выветривания Кубы.

Характеристики древних, реликтовых кор выветривания Кубы будут приведены в следующей главе, вместе с описаниями тех геологических формаций (подразделений литостратиграфической схемы антропогена Кубы), на которых эти коры развиты. В этой главе, употребляя термин "кора выветривания" без специальных пояснений, мы будем иметь в виду только современные коры выветривания. Древние коры выветривания будут упоминаться лишь как материнские субстраты современных.

Чтобы чрезмерно не увеличивать объем этого раздела, мы не будем приводить полные характеристики даже основных литогенных групп каждого типа коры выветривания. Различия между этими группами мы постараемся показать на примерах конкретных разрезов, описаниями которых будут сопровождаться общие характеристики основных особенностей строения и состава коры выветривания каждого типа.

КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ПРИМИТИВНОГО ТИПА

Отличительными особенностями кор выветривания примитивного типа, формирующихся в условиях непромывного режима увлажнения, можно считать их малую мощность, определяющуюся глубиной максимального годового промачивания, и древесный или древесно-щебнистый состав элювия на консолидированных породах. Элювий рыхлых и слабо консолидированных пород обычно сохраняет гранулометрические характеристики материнских субстратов. На консолидированных породах, содержащих в качестве порообразующих компонентов гидрофильные слоистые алюмосиликатные минералы, дезинтеграция, связанная с формированием коры выветривания, прослеживается до глубины 3—4 м от дневной поверхности. На породах, не содержащих слоистых алюмосиликатных минералов, заметные изменения материнских субстратов уже не видны на глубине 0,5—0,8 м.

Изменения минерального состава субстратов, связанные с выветриванием, скорость которого очень невелика, незначительны. Они сводятся к частичному растворению, перераспределению и перекристаллизации карбонатов, частичному растворению минералов серпентиновой группы (иногда также плагиоклазов и темноцветных минералов) и накоплению охр, представленных в основном рентгеноаморфными соединениями железа, и слабой трансформации хлорита, продуктом которой является триоктаэдрический смектит (смешанослойный хлорит-смектит с большим содержанием смектитовых пакетов).

Первичные окраски материнских субстратов в большинстве случаев сохраняются в элювии. Вторичные окраски возникают обычно только в связи с накоплением гумуса и с перераспределением карбонатов. Однако выветривание серпентинитов и длительное выветривание полимиктовых субстратов ведет к накоплению железистых охр, окрашивающих элювий в красный цвет. Этому, несомненно, способствует замкнутый характер водного режима и малое количество органического материала, продуцирующегося в почве.

Почвенная и сапролитовая зона кор выветривания примитивного типа обычно совмещены, исключением можно считать только коры выветривания, развитые на сильно пропилитизированных вулканитах среднего и основного состава. В почвенной зоне кор

выветривания, материнские субстраты которых содержат карбонаты, формируется неглубоко залегающий аллювиальный горизонт.

Для кор выветривания примитивного типа характерны главным образом коричневые карбонатные и бескарбонатные почвы, но на субстратах с высоким содержанием смектитов встречаются черные слитые почвы, а на серпентинитах — темно-красные аллит-ферритные [Зонн, 1968]; длительное существование коры выветривания примитивного типа на полимиктовых песчано-галечных субстратах приводит к формированию красно-бурых карбонатных почв.

Одной из самых характерных черт кор выветривания примитивного типа на Кубе следует считать практически полное отсутствие в них каолинового материала, происхождение которого, как будет показано в дальнейшем, чаще всего связано с формированием кор выветривания развитого типа. Отсутствует каолиновый материал и в плейстоценовых осадках, служащих материнскими субстратами примитивных кор выветривания. Очевидно, в районах, где современная годовая норма атмосферных осадков не превышает 1200 мм, за все время существования в их пределах суши климатические условия, необходимые для формирования кор выветривания развитого типа, не возникали ни разу. Иными словами, в течение всего позднего кайнозоя годовая норма осадков в этих районах не превышала 1800 мм.

Приведенные далее описания четырех разрезов кор выветривания примитивного типа служат примерами основных различий в строении этих кор, различий, зависящих главным образом от состава материнских субстратов, а иногда и от длительности развития.

1. В уступе невысокой (3—4 м над руслом) террасы руч. Посо-Асуль в межгорной депрессии Каухери (провинция Гуантанамо) сверху вниз выделяются следующие горизонты:

	Мощность, м
Гумусовый — серые рыхлые суглинки с галькой и массой корней растений; содержат раковины пресноводных моллюсков и корродированные обломки известняков	0,4
Иллювиальный глинисто-карбонатный — палевые до белесых суглинки, пески и галечники. Окраска обусловлена выделениями порошокватого кальцита; встречаются карбонатные журавчики и жилки. Нижняя граница нечеткая	около 1

В галечном и песчано-алевритовом материале разреза присутствуют кварц, полевые шпаты, роговые обманки, обломки серпентинитов, кристаллических сланцев и известняков, фрагменты раковин моллюсков. Карбонатный материал представлен кальцитом, глинистый — смектитом; гидрослюдой, хлоритом, смешанослойным слюда-смектитом.

Состав обломочного материала материнского субстрата полностью сохраняется в иллювиальном глинисто-карбонатном горизонте. В гумусовом горизонте почти полностью отсутствуют мелкие обломки карбонатных пород, однако фрагменты крупных раковин, галька и гравий известняков, корродированные с поверхности, сохраняются, а галька пород алюмосиликатного состава практически не изменяется. Таким образом, процесс выветривания выражается в частичном растворении карбонатного материала, большая часть которого откладывается в пределах почвенного профиля в виде пелиморфного кальцита и люблинита. Иллювиальное перемещение глинистого вещества выражено значительно слабее. Оно не сопровождается какими-либо изменениями первичного состава этого вещества, объективно регистрируемыми с помощью оптических и физических методов исследования.

2. В обрыве крутого левого берега р. Баямо в районе г. Баямо (провинция Гранма), в галечниках, слагающих поверхность равнины высотой около 50 м над уровнем моря, сверху вниз выделяются следующие горизонты:

	Мощность, м
Гумусовый — темно-серый, глинистый, комковатый, с галькой и валунами	0,25
Иллювиально-глинистый — красно-бурый, глинистый, комковатый, с галькой и валунами	0,3
Карбонатного накопления — розовый, ниже белесый, с валунами и галькой; присутствуют порошокватые выделения кальцита, а также плотные субвертикально ориентированные конкреции причудливой формы, иногда сливающиеся в плиту с уходящими на глубину до 3 м "корнями"	0,6
Галечники серые и зеленовато-серые, обычно рыхлые, иногда слабо консолидированные.	

В не затронутых выветриванием галечниках преобладают хорошо окатанные обломки гидротермально измененных вулканитов. Это кварциты, эпидозиты и пропили-

тизированные вулканиты со смектитом, замещающим основную массу и большую часть вкрапленников, и метагаллуазитом, который иногда развивается по плагиоклазам.

Песчано-алевролитовый материал галечников содержит обломки тех же пород, а также кварц, халцедон, эпидот, полевые шпаты, роговые обманки, слюды, цеолиты, хлорит, кальцит, гипс. Цемент галечников — глинисто-карбонатный. Карбонаты представлены преимущественно кальцитом, а глинистый материал — смектитом с небольшим количеством метагаллуазита.

В горизонте карбонатного накопления изменения, связанные с выветриванием, сводятся к перекристаллизации карбонатного цемента, появлению карбонатных оолитов и кристификационных карбонатных каемок на алюмосиликатных зернах. Эти изменения локальны, и в нижних и средних частях горизонта сохраняются неизменные карбонатные обломки. В верхних частях горизонта иногда наблюдаются признаки метасоматического замещения алюмосиликатных обломков кальцитом. Карбонатные новообразования представлены пелитоморфным и тонкокристаллическим кальцитом и люблинитом.

Иллювиально-глинистый горизонт почвы выделяется в разрезе красно-бурым цветом. Он почти лишен карбонатного материала. Большая часть валунов и гальки покрыта разрыхленной корочкой красного цвета толщиной 2–5 мм. Ее образование связано с растворением ряда породообразующих минералов, в первую очередь минералов серпентиновой группы и полевых шпатов. Растворяется сравнительно небольшое количество материала, и состав иллювиальных корочек мало отличается от состава неизменных выветриванием пород. В песчано-алевритовом материале, кроме того, можно видеть признаки разрушения хлорита, выраженные в появлении орзолов железистой пигментации.

Освобождающиеся при выветривании элементы, и в частности железо, не выносятся из элювия, так как его водный режим имеет замкнутый характер, а количество продуцирующегося в почве органического материала, присутствие которого существенно увеличивает подвижность железа [Страхов, 1960], невелико. Рентгеноаморфные соединения железа сорбируются глинистым материалом, который и служит основным носителем красной окраски. Иллювиальное перемещение глинистых суспензий приводит к равномерному распределению красной окраски по всему иллювиально-глинистому горизонту и к ее проникновению в верхние части горизонта карбонатного накопления. Следы иллювиального перемещения материала представлены глинистыми колломорфными натекками в трещинах и вокруг крупных обломков. Вещество глинистого материала этих натекков по составу в общем идентично глинистому материалу материнских субстратов.

Гумусовый горизонт выделяется своей темной окраской и резким обеднением глиной из-за ее иллювиального выноса в нижележащие горизонты.

Выветривание разрезов этого типа, зашедшее дальше, чем в разрезах коры примитивного типа на таких же субстратах, но без красных почв, объясняется, по-видимому, только большей длительностью развития, а не какими-то отличиями режима увлажнения. Присутствие в разрезах этого типа неглубоко залегающих горизонтов карбонатного накопления служит подтверждением того, что эти коры выветривания формировались в условиях непромывного режима увлажнения.

3. В промоине на склоне междуречья в верховьях р. Калета (крайний юго-восток Кубы, провинция Гуантанамо) обнажаются (сверху вниз) :

	Мощность, м
Серый с розовым оттенком щебнистый суглинок с корнями растений	0,25
Красный щебнистый суглинок, глинистый, комковатый	0,25–0,3
Разбитые трещинами серпентиниты.	

Серпентиниты, практически не затронутые выветриванием, — это серые или зеленовато-серые плотные породы, состоящие из антигорита с примесью хризотила и смешанослойного хлорит-смектита. Элювий обоих горизонтов почвы, серого и красного, состоит в основном из щебня тех же серпентинитов. Песчано-алевритовый материал элювия, кроме обломков серпентинитов, содержит зерна магнетита, единичные фитолитари, сложенные опалом, и фрагменты растительной ткани. В глинистом материале элювия благодаря тому, что выветривание сводится к растворению наиболее тонких обломков минералов серпентиновой группы, накапливаются хлорит-смектит, унаследованный от материнского субстрата, и нерастворимый остаток серпентинитов — охры, представляющие в основном рентгеноаморфными соединениями железа. Присутствие охры придает элювию красный цвет.

4. В стенке дорожной выемки одной из второстепенных дорог к северу от шоссе Ольгин — Буэнавентура (провинция Ольгин) выделяются (сверху вниз) :

	Мощность, м
Черные тяжелые комковатые песчанистые глины с многочисленными корнями растений; нижняя граница довольно отчетлива	0,4
Желтовато-бурая глинистая дресва с хорошо сохранившимися текстурно-структурными признаками вулканического туфа	2,5
Пропилитизированный туф андезито-базальта с шаровой отдельностью.	

В образцах из свежего туфа и пород нижних горизонтов сапролитовой зоны, слабо измененных выветриванием, все стекло, все темноцветные вкрапленники и часть полевошпатовых замещены хлоритом и бурым смешанослойным триоктаэдрическим хлорит-сметтитом с большим содержанием смектитовых пакетов. Глинистые выделения образуют густую сеть прожилок, замещают отдельные микроучастки породы, а также выполняют многочисленные миндалины. В результате пропилитизации порода теряет сингенетические микроструктурные особенности, которые сохраняются лишь в виде реликтов.

Дезинтеграция породы в пределах сапролитовой зоны, очевидно, обусловлена главным образом гидратацией смектита и связанным с ней увеличением объема элювия. В элювии сапролитовой зоны исчезает самостоятельная хлоритовая фаза, в остальном же он не отличается по составу от свежей породы.

В песчаной фракции почвенной зоны преобладают обломки вулканического туфа, зерна полевых шпатов и цеолитов и фрагменты разложившейся растительной ткани. Состав глинистого материала черной слитой почвы аналогичен составу глинистого материала сапролитовой зоны. Изменения, связанные с почвообразованием, ограничиваются главным образом профилным перераспределением глинистых суспензий. Это выражается в появлении вторичных сетчатых структур и глинистых натеков на обломочных зернах.

КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ СЛАБО РАЗВИТОГО ТИПА

В строении кор выветривания слабо развитого типа много общего с примитивными корами выветривания. Их элювий на скальных субстратах обладает дресвяно-глинистым составом, а на слабо консолидированных породах имеет такие же гранулометрические характеристики, как эти породы. Эти коры выветривания отличаются от примитивных главным образом своей большей мощностью. На кристаллических сланцах слабо развитые коры выветривания имеют мощность 4—5 м, а на таких породах, как граниты и регионально пропилитизированные вулканыты, их мощность может достигать 10 м и более.

На слабо консолидированных породах влияние почвенно-элювиальных процессов не заметно глубже 2,5 м. В мощных корах на скальных субстратах почвенная зона обычно обособляется от сапролитовой. Горизонт карбонатного накопления для нее не характерен, но карбонаты иногда сохраняются ниже почвенной зоны.

Изменения минерального состава материнских субстратов, связанные с выветриванием, так же как и в корах выветривания примитивного типа, незначительны. Они наблюдаются главным образом в зоне интенсивного промачивания верхних горизонтов почвенно-элювиальных профилей, которая часто целиком располагается в почвенной зоне.

Минералообразование в ходе формирования кор выветривания слабо развитого типа осуществлялось тремя основными путями: деградационной трансформацией слоистых алюмосиликатов, растворением карбонатов, минералов серпентиновой группы, каркасных, цепочечных и островных силикатов и синтезом. В результате этого строение и состав коры выветривания на породах, содержащих слоистые алюмосиликатные минералы (пропилитизированные вулканыты, слюдисто-хлоритовые сланцы, биотитовые граниты и т.п.), и на породах, в которых эти минералы отсутствуют, резко различны. В первом случае новообразования в элювии представлены продуктами трансформационного изменения, во втором — продуктами разрушения и синтеза.

В нижних горизонтах сапролитовой зоны биотит трансформируется в гидробиотит. Увеличение агрессивности среды в приповерхностных горизонтах ведет к формированию смешанослойных образований с блоками пакетов смектитового типа и диоктаэдрическим заселением октаэдрических сеток. Хлориты и хлорит-сметтитовые смешанослойные образования пропилитизированных вулканытов и осадочных пород замещаются в элювии смектитом. Структурные изменения диоктаэдрических смектитов,

регистрируемые дифрактометрией, обнаружены не были. Таким образом, в зависимости от структурных особенностей слоистых алюмосиликатов, трансформационные процессы в корах выветривания слабо развитого типа отличаются друг от друга. Однако намечается общая тенденция обогащения элювия диоктаэдрическим смектитовым компонентом.

Растворение минералов в процессе формирования элювия выявляется наиболее чётко (если не считать карбонатов) при разрушении серпентинитов и вулканитов основного состава, содержащих стекло и плагиоклазы. Пироксены и амфиболы, более устойчивые по сравнению с основными плагиоклазами, накапливаются в элювии. Новообразования обычно представлены рентгеноаморфными соединениями неопределённого состава, аллофаноидами, метагаллуазитом и, возможно, диоктаэдрическим смектитом.

Слабая интенсивность выветривания приводит к тому, что в основном элювий наследует минеральный состав материнских субстратов. В сапролитовой зоне в общем сохраняются и окраски материнских субстратов, имеющие чаще всего серые и зеленовато-серые тона. Вторичные окраски почвенной зоны обусловлены накоплением гумуса и профильным перераспределением бурых, главным образом рентгеноаморфных продуктов выветривания. Вторичные красные окраски элювия отсутствуют даже при выветривании серпентинитов. Это, очевидно, обусловлено сравнительно небольшой скоростью выветривания при большом количестве продуцирующегося в почве органического вещества, которое связывает освобождающееся при выветривании железо в подвижные органо-минеральные комплексы.]

Весьма характерно для кор выветривания слабо развитого типа присутствие в их элювии материала древних кор выветривания развитого типа. Только на тех участках территории Кубы, где формированию современных кор выветривания предшествовала глубокая экзогенная деструкция, уничтожавшая все следы древних кор выветривания, коры выветривания слабо развитого типа не содержат продуктов этого древнего выветривания. Иногда в корах выветривания слабо развитого типа присутствуют связанные с поверхностью инфильтрационные прожилки смешанослойного каолинит-смектита — "корни" древней коры выветривания. Иногда материнским субстратом кор выветривания слабо развитого типа служат рыхлые песчано-глинистые осадки, почти полностью состоящие из переотложенного материала древних кор выветривания. Наконец, нередко случаи, когда материнским субстратом современных кор выветривания слабо развитого типа служат почти полностью сохранившиеся древние коры выветривания развитого типа, формировавшиеся в более влажном климате недавнего геологического прошлого. В этих случаях современные коры полностью наследуют состав древних кор и строение их профиля.

Этим обстоятельством, а при выветривании вулканитов, кроме того, и различной интенсивностью их постагматических изменений объясняется чрезвычайно пестрый состав кор выветривания слабо развитого типа. В исходных условиях климата и режима увлажнения, но на различных материнских субстратах эти коры венчаются различными и, казалось бы, плохо совместимыми почвами: коричневыми (на слабо пропилитизированных вулканитах, гранитах и полимиктовых осадочных отложениях), черными слитыми (на смектитсодержащих пропилитизированных вулканитах, нонтронитизированных серпентинитах и смектитсодержащих осадочных образованиях), дерново-карбонатными (на карбонатных осадочных породах), кварц-аллитными и красными ферраллитными (на древних корах выветривания и на осадках, состоящих в основном из продуктов переотложения этих древних кор)¹.

В качестве примеров кор выветривания слабо развитого типа, сформированных на различных материнских субстратах, мы приводим описания шести разрезов.

1. В стенке обводного канала водохранилища на р. Саса (провинция Санти-Спиритус) сверху вниз обнажаются:

	Мощность, м
Черная песчаная глина с комковато-глыбовой отдельностью; содержит корни растений	0,2
Темно-серая песчаная карбонатная глина с инфильтрационными прожилками глинистого вещества, окрашенного гумусом. Нижняя граница неровная	0,4

Зеленовато-серые карбонатные пески, песчанистые глины и песчанистые мергели с фауной моллюсков миоценового возраста и большим количеством костей крупных морских млекопитающих.

¹ Характеристики этих почв и критерии их выделения на Кубе были разработаны С.В. Зонном [1968] и Г.С. Татевосяном с соавторами [1977 и др.].

В обломочном материале терригенно-карбонатных осадочных пород, служащих материнским субстратом коры выветривания, преобладают угловатые и угловато-округлые зерна кварца, присутствуют зерна полевых шпатов и обломки гранитоидов, окремнелых и зеленокаменно измененных вулканитов, эпидозитов и т. п. В карбонатном материале известково-глинистого цемента выделяется пелитоморфная или тонкокристаллическая масса магнезиального кальцита с большим количеством идиоморфных ромбоэдрических кристаллов доломита. Глинистый материал цемента представлен диоктаэдрическим смектитом с примесью гидрослюда и хлорита.

Почва полностью наследует минеральный состав материнского субстрата. Ее нижние горизонты отличаются от материнской породы лишь натеками гумусового вещества, придающими элювию серую окраску. В них сохраняются даже карбонаты, особенно доломит.

В верхних частях черной слитой почвы (до глубины 20—25 см) карбонаты полностью растворены; появляются признаки профильного перераспределения глинистых суспензий — оптически ориентированные агрегаты в трещинах и в бордюрах вокруг крупных обломков; присутствует хорошо разложенный растительный детрит, количество которого увеличивается вверх по разрезу.

Современная кора выветривания слабо развитого типа в этом разрезе полностью лишена каких-либо компонентов, унаследованных от древней коры выветривания.

2. В стенке дорожной выемки на шоссе Виа-Бланка возле его пересечения с границей провинций Гавана и Матансас, южнее Пуэрто-Эскондидо сверху вниз выделяются следующие горизонты:

	Мощность, м
Иллювиально-гумусовый — серый, окрашенный гумусом суглинок с дресвой и щебнем; содержит много корней растений	0,3
Иллювиально-глинистый — зеленовато-серый разрыхленный серпентинит с хорошо сохранившимися текстурно-структурными признаками невыветрелой породы	0,5—1
Серпентинит темно-зеленого цвета, развальцованный и разбитый трещинами. В трещинах иногда видны серые прожилки, сложенные опалом.	

В серпентинитах различается сеть шнуров, прожилков, лучистых сферолитов и пластин, сложенных бесцветным или зеленоватым серпентиновым минералом, главным образом хризотилом. Присутствуют выделения магнетита неправильной формы, с которыми иногда связаны зеленые, слабо действующие на поляризованный свет или ярко интерферирующие выделения железистого смектита. Сходные по оптическим свойствам глинистые образования изредка участвуют в строении шнуров и петель породы. В альбандах опаловых жилков содержание смектита обычно повышено.

Разрыхленные серпентиниты иллювиально-глинистого горизонта почвы отличаются более светлыми окрасками. Разрыхление и изменение цвета обусловлены массовой микрокоррозией хризотила. Это, однако, не приводит к таким изменениям минерального состава элювия, которые можно было бы заметить с помощью оптических и физических методов исследования; отмечается только существенное увеличение содержания смектита (предположительно нонtronита и смектита с триоктаэдрическим заполнением октаэдрических позиций).

В иллювиально-гумусовом горизонте текстурно-структурные признаки материнского субстрата полностью исчезают. Растворение серпентиновых минералов приводит к обогащению дресвяно-щебнистого элювия устойчивыми компонентами породы: щебнем окремнелых серпентинитов и слабо серпентинизированных пироксенитов, а в глинистой фракции — смектитом.

Как и в первом разрезе, здесь не отмечено каких-либо следов наследования материала древней коры выветривания развитого типа.

3. В окрестностях Ла-Мосы (провинция Вилья-Клара), в промоине на правом склоне долины р. Аримао различаются следующие горизонты (сверху вниз):

	Мощность, м
Гумусовый — темно-серый песчанистый суглинок с дресвой гранита; содержит корни растений	0,5
Иллювиально-глинистый — бурая дресва гранита с сохранившимися текстурно-структурными признаками пород материнского субстрата	1,5
Гранит серый, разрыхленный, превращенный в дресву	3—10
Гранит серый, плотный.	

Наименее устойчив в коре выветривания биотит, который бурее, распадается на отдельные пластины и замещается гидробиотитом и упорядоченным смешанослойным слюда-смектиновым образованием. Значительное увеличение высоты пакета новообра-

зованного смешанослойного слюда-сметкита по сравнению с исходным слюдястым пакетом, очевидно, следует считать одной из основных причин дезинтеграции гранитов в сапролитовой зоне.

Роговые обманки и полевые шпаты в элювии сапролитовой зоны растворяются вдоль микротрещин и превращаются в мучнистые оскольчатые обломки. Дезинтеграция роговых обманок почти не сопровождается появлением красящего железистого пигмента, а мучнистые продукты разрушения полевых шпатов не содержат глинистых новообразований.

В иллювиально-глинистом горизонте почвы сохраняются все минералы сапролитовой зоны: кварц, полевые шпаты, роговые обманки и образованный в результате трансформации биотита смешанослойный слюда-сметкит. Отличительным признаком горизонта можно считать сеть прожилков бурого глинистого вещества с отчетливо выраженными колломорфными структурами. В составе глинистого вещества преобладает смешанослойный каолинит-сметкит.

В гумусовом горизонте полностью исчезают текстурно-структурные признаки материнского субстрата. Песчано-алевритовая фракция элювия содержит зерна олигоклаза, калиевых полевых шпатов, роговых обманок, чешуйки выветрелого биотита и серицита. Глинистый цемент представлен дисперсным колломорфным веществом, выполняющим межпоровое пространство и трещины в минеральных обломках. По фазовому составу глинистого вещества гумусовый горизонт полностью аналогичен иллювиально-глинистому, но общее содержание каолинит-сметкита несколько увеличивается.

Каолинит-сметкит этого разреза не имеет генетических связей с продуктами современного выветривания и, очевидно, представляет собой реликт разрушенной древней коры выветривания развитого типа.

4. Карьер в окрестностях Вальпиты (провинция Камагуэй) в непосредственной близости от Центрального шоссе на участке Флорида—Камагуэй вскрывает следующие горизонты (сверху вниз):

	Мощность, м
Гумусовый — темно-серые до черных тяжелые вязкие глины, комковатые, с корнями растений. В нижней части много выветрелого щебня вулканического туфа. Нижняя граница нечеткая	0,75
Иллювиально-глинистый — желто-бурая разрыхленная древесно-щебнистая порода сохраняющая текстурно-структурные признаки вулканического туфа. В многочисленных трещинах присутствуют затеки глинистого вещества, в верхних частях горизонта черного, а книзу постепенно изменяющего цвет на зеленовато-серый	1,5—1,8
Зеленовато-бурая древесно-щебнистая порода, относительно слабо разрыхленная, сохраняющая текстурно-структурные признаки вулканического туфа	1—1,5
Вулканический туф, разбитый трещинами.	

Материнский субстрат представлен угловатыми и угловато-округлыми зернами кислых плагиоклазов и роговых обманок и угловатыми обломками лав андезитового состава. Изменения, связанные с пропилитизацией, ведут к замещению первичных минералов туфа эпидотом, кальцитом, хлоритом, и смешанослойным хлорит-сметкитом.

Дезинтеграция породы в сапролитовой зоне обусловлена гидратацией минералов и растворением кальцита, который в верхних горизонтах элювия (до глубины около 2 м от поверхности) полностью отсутствует. Глинистый компонент элювия сапролитовой зоны в основном наследует состав материнского субстрата.

В иллювиально-глинистом горизонте почвы порода превращена в желтовато-бурую глинистую древесно-разрыхленную щебнем, но ее текстурно-структурные признаки еще сохраняются. Изменения, связанные с выветриванием, относительно слабо сказываются на грубой кластике и значительно сильнее на глинистом веществе. При полном наследовании первичных форм выделения глинистое вещество довольно густо пигментировано гидроокислами железа. Хлорит как самостоятельная фаза исчезает, остаются хлорит-сметкит и сметкит, содержание которого увеличивается вверх по разрезу. Сметкит, таким образом, можно рассматривать как конечный продукт выветривания хлоритов и хлорит-сметкитов в корях выветривания слабо развитого типа.

Затеки глинистого вещества по трещинам в верхней части иллювиально-глинистого горизонта имеют черный цвет за счет окраски гумусом. В составе глинистого вещества этих инфильтрационных прожилков преобладает сметкит с примесью смешанослойного каолинит-сметкита, содержание которого увеличивается вверх по разрезу. Характерно, что вне прожилков каолинит-сметкит отсутствует даже в наиболее выветрелых участках породы, что, по-видимому, свидетельствует о его происхождении за счет инфильтрации из древней коры выветривания, в настоящее время разрушенной.

В гумусовом горизонте текстурно-структурные признаки материнского субстрата отсутствуют полностью. Он представлен желтовато-бурыми щебнем и дресвой вулканического туфа и темно-серым до черного песчано-глинистым цементом с отчетливыми натечными структурами. Песчано-алевритовая фракция цемента содержит все минеральные компоненты нижележащего горизонта за исключением роговых обманок. Глинистый материал представлен смектитом и каолинит-смектитом, который приобретает порообразующие значения.

5. В стенке дорожной выемки на пересечении возвышенности Серрос-де-ла-Сейба (центральная часть о. Хувентуд) дорогой Ла-Фе – Сан-Педро можно видеть следующие горизонты (сверху вниз) :

	Мощность, м
Гумусовый – черный песчаный суглинок со щебнем выветрелых сланцев; содержит массу корней растений	0,3
Иллювиально-глинистый – желто-бурый песчаный суглинок со щебнем выветрелых сланцев	1,2
Красные, желтые и пестроокрашенные выветрелые кристаллические сланцы	2,5 (видимая)

Специфика этого и других разрезов “гумусово-кварцево-аллитных почв” [Зонн, 1968] определяется тем, что современная кора выветривания слабо развитого типа формируется в них на древней коре выветривания развитого типа. Современное выветривание, ослабленное иссушением климата, не в состоянии существенно изменить характерные особенности древнего профиля, и они наследуются современным почвенно-элювиальным профилем.

В приведенном разрезе материнским субстратом современной коры выветривания служит сапролитовая зона древней коры. В ней иногда сохраняются реликтовые участки со слабо измененными выветриванием первичными минеральными ассоциациями мусковит-биотит-кварцевых сланцев, но в большинстве случаев эти ассоциации сильно изменены. Наибольшим изменениям подвергся биотит, на месте которого обычно остаются пустоты, частично выполненные слабо действующими на поляризованный свет рентгеноаморфными соединениями железа или низко интерферирующим несовершенным каолинитом, окрашенным гидроокислами железа и титана. Глинистое вещество с такими же оптическими свойствами выполняет густую сеть микротрещин в контактах между кварцевыми зернами выветрелых сланцев.

В иллювиально-глинистом горизонте текстурно-структурные признаки материнского субстрата прослеживаются лишь изредка – по расположению несколько менее измененных выветриванием участков породы. В гумусовом горизонте эти признаки отсутствуют полностью.

Элювий обоих почвенных горизонтов полностью наследует все минеральные компоненты древней коры выветривания: несовершенный каолинит, кварц, мусковит и выветрелый биотит.

Современное выветривание ведет только к профильному перераспределению унаследованного каолинового материала и к накоплению гумуса. В иллювиально-глинистом горизонте почвы в результате этого образуются вторичные глинистые накопления в виде многочисленных прожилков, натечков и инкрустаций пор и трещин, а в ее гумусовом горизонте уменьшается количество глинистого вещества.

6. В стенке глубокой канавы в 2–3 км к востоку от Хагуэй-Гранде (провинция Матансас) сверху вниз обнажаются:

	Мощность, м
Красновато-коричневый разрыхленный комковатый суглинок с корнями растений	0,25
Красный суглинок с редкими корнями растений, несколько более плотный	0,25–0,3
Красная песчаная глина с гравием, представляющим собой переотложенные железистые конкреции.	

Материнским субстратом этой “красной ферраллитной почвы” [Зонн, 1968] служат осадки плейстоценовой формации Вильяроха, сформированные за счет перемыва и переотложения древней коры выветривания развитого типа. И в этих красноцветных осадках, и в нечетко выделяющихся горизонтах современной почвы преобладают смешанослойный каолинит-смектит и рентгеноаморфные соединения железа. Выветривание привело только к растворению карбонатной кластики осадков формации Вильяроха, иллювиальному перемещению глинистых суспензий и накоплению гумуса. Оно не сопровождалось профильным перераспределением железистого пигмента материнского субстрата, характерным для древних кор выветривания развитого типа, и пестрых окрасок элювия не возникало.

Современные коры выветривания развитого типа имеют на Кубе ограниченное распространение. Они формируются только в горных районах, где количество атмосферных осадков превышает 1800 мм/год. При сравнительно небольшой испаряемости это обеспечивает глубоко промывной режим увлажнения в зоне гипергенеза и возможность формирования мощных кор выветривания охристо-глинистого состава.

Скорость выветривания, состав элювия и мощность кор выветривания развитого типа в значительной степени зависят от особенностей материнских субстратов. Так, основным результатом выветривания известняков и серпентинитов можно считать процессы карстования. В тех случаях, когда нерастворимый остаток карстующихся известняков содержит железосодержащие глинистые минералы — хлорит и смектит, накопление этого остатка сопровождается их разрушением и возникновением красного железистого пигмента. В результате формируются красноцветные карстово-элювиальные образования — "terra rossa". Карстование серпентинитов приводит к формированию маломощных, разрушающихся по мере образования элювиальных корок, состоящих преимущественно из плохо кристаллизованного гётита и рентгеноаморфных гидроокислов железа. Эти корки служат источником материала сложного комплекса коллювиально-пролювиальных красноцветных отложений, известных под названием "бесструктурные охры", и бобово-обломочных железистых латеритов.

Выветривание слабо измененных постмагматическими гидротермальными процессами магматических пород, содержащих в качестве породообразующих компонентов полевые шпаты, амфиболы, пироксены и вулканические стекла, приводит, в конце концов, к полному растворению всех этих минералов. В коре выветривания таких пород, мощность которой обычно ограничена первыми метрами, синтезируются и накапливаются гиббсит и гётит. В качестве промежуточных фаз иногда присутствуют рентгеноаморфные соединения переменного состава, метагаллуазит и аллофан. Это так называемые коры выветривания "быстрого развития" или "сокращенного профиля" [Никитина и др., 1971]. Специфика их формирования и строения заключается в том, что выветривание распространяется вдоль трещин отдельности и разгрузки внутренних напряжений. Поэтому в центральных частях блоков, ограниченных трещинами, и внутри ядер шаровой отдельности могут сохраняться породы, не измененные выветриванием.

Подобные гиббситоносные коры выветривания встречаются на Кубе сравнительно редко, так как высоко- и среднетемпературные постмагматические гидротермальные изменения магматических пород, приводящие к появлению в их составе в качестве породообразующих компонентов слоистых алюмосиликатов, имеют здесь региональное развитие. Коры выветривания развитого типа на материнских субстратах, содержащих значительное количество слоистых алюмосиликатов (ди- и триоктаэдрических слюд, хлоритов и смектитов), отличаются сложно построенным глинистым профилем "стадийного развития" [Никитина и др., 1971], мощность которого может превышать 10 м. Среди современных кор выветривания развитого типа именно такие коры "стадийного развития" распространены на Кубе наиболее широко.

В нижних горизонтах таких кор выветривания элювий в основном наследует минеральный состав материнских субстратов, в средних — слоистые алюмосиликаты претерпевают ряд деградационных трансформаций, а в верхних — слюды, хлориты и смектиты разрушаются и за их счет образуются смешанослойный каолинит-смектит и рентгеноаморфные соединения различного состава, количество которых в глинистой фракции элювия (мельче 0,001 мм) может превышать 50%. Возможность разрушения смектитов и образования каолинит-смектитов в зоне гипергенеза служит основным признаком кор выветривания развитого типа, отличающим их от слабо развитых и примитивных кор выветривания.

Важно отметить, что на Кубе большая часть алюминия в корах выветривания "стадийного развития" связывается в структуре новообразованного каолинит-смектита и накопление гиббсита для этих кор поэтому не характерно. Возможность активной мобилизации осуществляется лишь для железа, которое не входит в структуру каолиновых минералов. Оно образует красящий пигмент элювия, и в верхних частях сапролитовой зоны и в почве, ниже ее темноокрашенного гумусового и осветленного элювиального горизонтов, появляются интенсивные красные и пестрые окраски, а в подчиненных геохимических ландшафтах в почве формируются железистые конкреции и плиты железистых латеритов ячеистой структуры.

Очевидно, региональное развитие высоко- и среднетемпературных постмагматических гидротермальных изменений магматических пород Кубы и связанное с ним присутствие в их составе в качестве породообразующих компонентов слоистых алюмосиликатных минералов следует считать основной причиной отсутствия промышленных месторожде-

ний бокситов среди современных и плейстоценовых кор выветривания Кубы и парагенетически связанных с ними осадочных отложений.

Приводимые далее описания шести разрезов кор выветривания развитого типа могут служить примерами зависимости основных особенностей строения этих кор от материнских субстратов.

1. Шурф на вершине останцовой возвышенности Ла-Менсура, поднимающейся над поверхностью выравнивания плато Пинарес-де-Маяри (провинция Ольгин), вскрыл следующие горизонты (сверху вниз) :

	Мощность, м
Под маломощным дерновым слоем ржаво-бурый песчанистый суглинок с корнями растений. Нижняя граница неровная, с многочисленными затеками	0,3—0,4
Ржаво-бурая глинистая охра с хорошо сохранившимися текстурно-структурными признаками материнской породы. Содержит многочисленные блоки свежего плагиоклазового горнблендита	1

Материнский субстрат этого разреза — плагиоклазовый горнблендит, дайки которого, секущие серпентиниты, довольно многочисленны в пределах возвышенности Ла-Менсура; это черная тонкозернистая порода, сложенная равными количествами зеленой роговой обманки и лабрадора. С постмагматическими изменениями породы связан замещение лабрадора, реже роговой обманки смектитом или хлоритом. Эти изменения локальны и на общий минеральный состав породы почти не оказывают влияния.

Выветривание распространяется по многочисленным трещинам, разделяющим породу на блоки, величина которых у поверхности не превышает 10 см в поперечнике. С глубиной размер блоков постепенно увеличивается. Элювиальные корки на поверхности блоков имеют внутреннюю серовато-зеленую часть толщиной 3—5 мм и ржаво-бурую внешнюю оторочку толщиной до 2 см. Этого оказывается достаточно для того, чтобы большая часть блоков была полностью разрушена выветриванием.

Во внутренних частях элювиальных корок растворяются плагиоклазы. Поры на их месте иногда остаются пустыми, но значительно чаще в них образуется аллофан. На расстоянии десятых или даже сотых долей миллиметра от разрушающегося зерна плагиоклаза аллофан исчезает и на его месте развивается кристаллический гиббсит. Выделения гиббсита образуют полные псевдоморфозы по плагиоклазам, инкрустируют стенки пор или выделяется совместно с гидроокислами железа в виде тонких секущих жилок. Роговые обманки во внутренних частях элювиальных корок не имеют видимых изменений. В периферических частях корок они разрушаются путем растворения, и это ведет к появлению ржаво-бурых тонов окраски. Элювиальная корка превращается в "структурный боксит", сложенный главным образом гиббситом, гётитом и рентгеноаморфными соединениями железа и алюминия.

Выветривание при образовании "структурного боксита" приводит к существенному снижению объемного веса породы (в данном разрезе — 2,9 г/см³ в свежей породе и 1,38 г/см³ в элювии) за счет выноса всех основных порообразующих элементов за исключением железа и алюминия. Содержание Al₂O₃ в корке "структурного боксита" данного разреза составляет около 30%.

Ржаво-бурые суглинки верхнего горизонта возникли за счет механического разрушения охр и их ближнего переотложения.

2. В промоинах на границе крутого склона и плоской вершинной поверхности высотой 500—550 м над уровнем моря в северной части водораздела рек Тоа и Дуаба, к западу от Баракоа (провинция Гуантанамо) сверху вниз выделяются следующие горизонты:

	Мощность, м
Гумусовый — белесо-серая песчанистая глина с корнями растений	0,25
Элювиально-иллювиальный — белая или светло-палевая плотная песчанистая глина	0,5—0,6
Белая глина с розовыми пятнами и разводами, сохраняющая текстурно-структурные признаки материнского субстрата; содержит блоки осветленного разрыхленного габбро	2,5—10
Постмагматический измененное габбро зеленовато-серого цвета.	

Первичные минералы габбро в результате постмагматических изменений в той или иной степени замещены вторичными. По плагиоклазам развиваются бесцветные слюдоподобные продукты, в которых присутствуют смешанослойные образования с тальковыми пакетами, парагонит и пиррофиллит, а также соссорит и цоизит. Пироксены замещаются бледно-зеленым хлоритом, смектитом и смешанослойным хлорит-смекти-

том. По оливину развиваются серпентиновые минералы. Некоторые участки породы окварцованы. Среди сильно измененных участков породы обычно сохраняются блоки, сравнительно слабо затронутые постмагматическими процессами.

Выветривание приводит к полному растворению сохранившихся плагиоклазов, пироксенов и оливина, на месте которых остаются поры, хорошо различимые под бинокулярным микроскопом. Разрушаются и глинистые минералы, в первую очередь хлорит, смектит и их смешанослойные образования. Они сохраняются лишь в нижних горизонтах сапролитовой зоны. Парагонит и пиррофиллит, очевидно, более устойчивы. Породообразующими компонентами элювия сапролитовой зоны становятся смешанослойный каолинит-смектит, метаталлуазит и рентгеноаморфные соединения. Каолинит-смектит образует полные псевдоморфозы по хлориту и смектиту, поэтому в элювии сапролитовой зоны хорошо сохраняются текстурно-структурные признаки материнского субстрата.

В почвенных горизонтах профиля состав грубой кластики и глинистого материала аналогичен составу подстилающего их "структурного" элювия, но текстурно-структурные признаки материнского субстрата утрачены полностью.

Железо, которое осебжодается при разрушении пироксенов и каолинизации хлорита и смектита, по-видимому, полностью выносятся из рассматриваемого геохимического ландшафта. Лишь в редких случаях, особенно в тех, где порода была обогащена темноцветными минералами, в белом элювии можно видеть розовые пятна.

3. На той же водораздельной возвышенности, ниже по склону (на высоте около 400 м над уровнем моря) в промоинах можно видеть следующие горизонты (сверху вниз) :

	Мощность, м
Гумусовый — серый суглинок, в нижней части горизонта плотный, в верхней — рыхлый, комковатый	0,2
Элювиально-иллювиальный — палевая плотная песчаная глина, в нижней части горизонта — глинистый песок	1
Красная или розовая глина, рыхлая, с более плотными блоками желтовато-бурого цвета; хорошо сохранившиеся текстурно-структурные признаки материнского субстрата	2
Буровато-серая и зеленовато-бурая рыхлая дресва с блоками разрыхленного габбро	4—5
Габбро, аналогичное наблюдавшемуся в предыдущем разрезе.	

Первичные магматогенные минералы габбро — плагиоклазы, пироксены и оливин — сохраняются лишь в самых нижних частях нижнего горизонта сапролитовой зоны, а выше, как и в белом элювии предыдущего разреза, полностью растворяются. Большая часть минералов, образованных в результате постмагматических изменений габбро, — хлорит, хлорит-смектит, смешанослойные образования с тальковыми пакетами, парагонит, пиррофиллит — сохраняются в нижнем горизонте сапролитовой зоны. Можно наблюдать лишь признаки коррозии доизита и частичного разрушения чешуйчатых агрегатов хлорита, которое проявляется в возникновении ореолов железистой пигментации. Железистый пигмент придает бурые тона окраске элювия.

В красноцветном горизонте сапролитовой зоны выветривание приводит к разрушению хлорита и хлорит-смектита, которые псевдоморфно замещаются смешанослойным каолинит-смектитом. При этом возникает значительное количество рентгеноаморфных соединений, накапливающихся в элювии. Расчет потерь вещества после кислотной и щелочной обработки образцов по известным методикам Мэра-Джексона и Хасимото-Джексона показывает, что содержание рентгеноаморфных компонентов в глинистой фракции элювия достигает 55%. Рентгеноаморфные соединения, главным образом гидроокислы железа, придают элювию красный цвет. Это бросающееся в глаза отличие от белого элювия предыдущего разреза, очевидно, связано с понижением миграционной способности железа, обусловленным скорее всего увеличением его концентрации в растворах при смещении вниз по склону.

Выветривание блоков пород, слабо затронутых постмагматическими изменениями, в пределах красноцветного горизонта сводится к растворению плагиоклазов, пироксенов и оливина. В элювии таких блоков накапливается хлорит, и в порах, оставшихся после растворения плагиоклазов, и в мелких трещинах происходит незначительное накопление гидробиита.

Элювиально-иллювиальный и гумусовый горизонты почвы развиваются главным образом за счет коллювиального материала, смещающегося по склону. В грубой кластике этих горизонтов преобладают угловатые обломки выветрелых пород из подстилающего "структурного" элювия, но встречаются и единичные зерна плагиоклазов и темноцветных минералов из менее выветрелых пород вышележащих участков склона. Обломки сцементированы дисперсной светлоокрашенной глинистой массой с натеками

по стенкам пор и трещинам. В составе глинистого вещества почвы преобладает материал, заимствованный из разных горизонтов коры выветривания: рентгеноаморфные соединения, смешанослойный каолинит-сметтит, тальк, хлорит и т.п.

4. В промоинах на склоне, в непосредственной близости от водораздельного гребня Сьерра-Маэстры, восточнее вершины Ла-Баямеса, сверху вниз обнажаются следующие горизонты:

	Мощность, м
Гумусовый — серый комковатый суглинок, переполненный корнями растений.	0,5—0,7
Элювиальный — желтая песчанистая глина	0,5—0,8
Иллювиальный — красная песчанистая глина, лишенная текстурно-структурных признаков материнского субстрата	1,5—2
Красные или пестроокрашенные глины и глинистая дресва с реликтами текстурно-структурных признаков материнского субстрата. В нижних частях горизонта встречаются блоки породы зелено-серого цвета, характерного для нижележащего горизонта	5—6
Буровато-зеленая и зелено-серая глинистая дресва с хорошо сохранившимися текстурно-структурными признаками материнского субстрата.	1—2
Постмагматически измененный (силицитизированный) андезит.	

В результате постмагматических гидротермальных изменений часть вкрапленников, микролитов и основной массы андезита замещена кварцем. Глинистый компонент породы обычно представлен чешуйчатыми зелеными и бесцветными агрегатами гидрослюда и смешанослойного слюда-хлорита, присутствуют хлорит и хлорит-сметтит, в зонах сильного окремнения встречаются также смешанослойный каолинит-сметтит гидротермального происхождения.

В нижнем горизонте сапролитовой зоны минеральные ассоциации материнского субстрата в основном сохраняются, растворяются только карбонаты. Растворением карбонатов, частичным разрушением цеолитов и гидратацией глинистых минералов, очевидно, обусловлена дезинтеграция породы. Вдоль трещин появляются инфильтрационные прожилки коллоидального вещества, окрашенного гидроокислами железа. С этими прожилками связаны буроватые тона окраски горизонта.

Основные минеральные преобразования, связанные с выветриванием, осуществляются в красноцветном горизонте сапролитовой зоны. Здесь растворяются все, за исключением кварца, неслоистые силикатные минералы, а на их месте остаются пустоты. Хлорит и смешанослойный хлорит-сметтит разрушаются практически полностью. Продукты их разрушения представлены дисперсными образованиями, густо окрашенными гидроокислами железа; в них преобладают рентгеноаморфные соединения, гётит, каолинит-сметтит, а иногда и метааллуазит. Гидрослюда и смешанослойные образования, содержащие диоктаэдрические пакеты хлорита и слюды, более устойчивы и сохраняются вплоть до гумусового горизонта почвы.

Первичная неоднородность материнского субстрата, обусловленная неравномерной гидротермальной проработкой породы, приводит к тому, что слабо измененные блоки сохраняются в красноцветном горизонте в виде ядер относительно свежей породы с коркой "структурного боксита", сложенной гиббситом и гётитом и имеющей толщину несколько сантиметров.

5. На плоских вершинных поверхностях и склонах возвышенностей Кучильяс-де-Моя, на границе провинции Ольгин и Гуантанамо, все выходящие на поверхность серпентиниты, сложенные хризотилом и антигоритом, покрыты элювиальной коркой, в которой сверху вниз различаются:

	Мощность, м
Охра "структурная" — ржаво-бурая легкая пористая порода, разрушающаяся при прикосновении	0,02—0,5
Разрыхленный до порошкового состояния выветрелый серпентинит бурого, а на контакте со свежей породой белесо-серого цвета	0,03—0,1

Весь профиль коры выветривания серпентинитов, не измененных гидротермальными процессами, укладывается в эту маломощную корку. Толщина корки зависит от состава и структуры материнского субстрата и от рельефа. Она увеличивается на слабо серпентинизированных перидотитах и на пологих склонах, под покровом коллювиально-пролювиальных охр и существенно уменьшается на участках развития серпофитов. В корке полностью растворены пироксены и оливин, на месте которых остаются пустоты, частично выполненные сеткой гидроокислов железа. Антигорит и хризотил сильно корродированы. Элювиальная корка, образованная остаточными минералами серпентиновой группы, гётитом и рентгеноаморфными соединениями железа, в своих периферических частях так ажурна, что разрушается даже от собственного веса и дает начало комплексу склоновых отложений, представленных охрами.

Выветривание сопровождается выносом всех породообразующих элементов, за исключением железа и алюминия. Большая часть элементов сбрасывается в море, но кремний частично задерживается в охристом коллювии склонов, образуя жилки и гнезда порошковатого кварца. Сохраняя реликты структуры, порода теряет 30–40% массы, — ее объемный вес уменьшается с 2,7 до 2,2–1,6 г/см³.

Интенсивное растворение и вынос материала ведут к формированию карстового рельефа. В верхних, приводораздельных частях склонов развиты формы открытого карста. Это сложная система воронок, кончающихся понорами, карстовых долин и замкнутых котловин с причудливо изрезанными стенками. Высота копьевидных и ножевидных карров (местное название — “собачьи зубы”) достигает здесь 2,5 м. Активно развивающиеся карстовые формы рельефа можно видеть и на нижележащих участках склонов и реликтах поверхностей выравнивания, где они в той или иной степени погребены под рыхлыми коллювиально-пролювиальными охрами. В крупных воронках мощность охр даже на довольно крутых склонах достигает 3–4 м. Легко проницаемый для атмосферных вод покров охр, очевидно, не препятствует развитию под ним карста. Повсеместное развитие рыхлой элювиальной корки и карстовых форм рельефа на крутых склонах горного рельефа свидетельствует о том, что скорость их формирования соизмерима со скоростью склоновой денудации. Серпентиниты восточной Кубы, следовательно, относятся к легко карстующимся горным породам.

Среди опубликованных работ, касающихся карста на серпентинитах Кубы [Адамович, Чехович, 1964; Корин и др., 1967; Núñez Jiménez et al., 1967; Franco, 1973b], работа И.З. Корина с соавторами выделяется особенно детальной характеристикой этого своеобразного явления. Основным (и, на наш взгляд, не бесспорным) выводом этой работы можно считать предположение о том, что карстовые (у них — “карстоподобные”) формы рельефа на серпентинитах во всех случаях формировались под мощным покровом коры выветривания, который с наиболее поднятых участков “древнего пенеплена” был впоследствии удален флювиально-денудационными процессами. Последовательно отстаивая свою концепцию олигоценового возраста “латеритной” коры выветривания на серпентинитах Кубы [Финько и др., 1967], эти авторы объясняют явную связь процессов формирования коры выветривания и карстового рельефа реликтовым характером этого рельефа. Для этого им приходится считать, что современный рельеф сложенных серпентинитами невысоких гор имеет олигоценовый возраст. С этим можно не соглашаться, но понять логику этих рассуждений нетрудно. Трудно понять, почему, не отрицая того, что все эти формы рельефа образованы растворением серпентинитов, И.З. Корин и его соавторы считают, что они “по своему генезису не связаны с процессом карстообразования” [Корин и др., 1967, с. 183], и называют их “псевдокарстовыми”.

6. В стенках одного из действующих карьеров месторождения никеля Пинарес-де-Маяри на уже упоминавшемся плато того же названия сверху вниз обнажаются:

	Мощность, м
Охра “бесструктурная” ярко-красная с сеткой плотных железистых прожилков мощностью до 2 см: содержит корни растений	0,5–0,75
Охра “бесструктурная” темно-красная и желто-красная с линзами гравия, представленного железистыми конкрециями. Горизонт местами полностью выклинивается, а местами образует “карманы” в нижележащем горизонте, в которых его мощность увеличивается до 10,0 м	2–3
Охра “структурная” ржаво-бурая и красно-бурая, рыхлая, пористая; пересекается маломощными дайками, сложенными зеленовато-бурым глинистым веществом, и связанной с ними сетью белесых, зеленоватых или голубых прожилков и микровключений	5–10
Серпентинит темно-зеленый до черного, местами осветленный; пересекается той же системой даек и прожилков, что и горизонт “структурной” охры; на контакте со “структурной” охрой покрыт маломощной разрыхленной коркой.	

Серпентинит, имеющий петельчатую структуру, сложен зеленоватым или бесцветным в проходящем свете веществом, состоящим из антигорита и хризотила с незначительной примесью смектита и магнетита. Первичный диоритовый состав гидротермально измененных даек можно реконструировать по реликтам альбита, биотита и роговых обманок. Альбит замещается метакаллаузитом, а биотит — хлоритом в парагенезе с тальком. Однако большая часть альбита, биотита и роговых обманок замещена хрупким фарфоровидным алюмосерпентинитом. Маломощные прожилки сложены хлоритом, иногда в смеси с хлорит-смектитом и серпентинитом.

Выветривание приводит к полному растворению минералов серпентинитовой группы. Серпентиниты превращаются в “структурную” охру, которая состоит из сохраняющего текстурный рисунок материнского субстрата ажурного переплетения тяжей и скоплений

дисперсного вещества, образованного главным образом рентгеноаморфными соединениями железа и гётитом.

Дайки и связанные с ними прожилки продолжают из серпентинитов, не затронутых выветриванием, в горизонт "структурных" охр. Выветриванием они изменяются сравнительно слабо. Растворяются сохранившиеся после изменений, связанных с гидротермальной аргиллизацией, альбит и роговые обманки; растворяется алюмосерпентин, в котором образуются каверны, соединенные ветвящимися каналами; на стенках каверн и каналов осаждается дисперсное вещество, густо окрашенное гидроокислами железа; в ассоциации с ними иногда встречаются выделения кристаллического гиббсита; слабая трансформация хлорита проявляется в возникновении орелов железистой пигментации. Основная масса глинистых минералов гидротермального происхождения и алюмосерпентина сохраняется в элювии даек и прожилков.

Сравнительно устойчивые по отношению к выветриванию дайки и глинистые прожилки гидротермального происхождения служат скелетом "структурной" охры, позволяя сохраняться в качестве геологического тела этому образованию, настолько хрупкому, что оно рассыпается в порошок при самом легком механическом воздействии.

Характерной чертой данного разреза, обуславливающей все особенности строения коры выветривания, следует считать интенсивную гидротермальную аргиллизацию даек и вмещающих эти дайки серпентинитов. Промышленные месторождения никеля, локализующиеся в корах выветривания гипербазитов, в большинстве случаев обнаруживают тесную связь именно с такими участками аргиллизации [Разумова, 1977; Черняховский, 1977]. Поэтому именно такие коры послужили моделью для обобщенных и идеализированных схем, повторяющихся в работах, посвященных этой проблеме (например, В.И. Финько и др. [1967]: И.З. Корин и др. [1973]). Мы хотели бы подчеркнуть, что участки гидротермальной аргиллизации серпентинитов и связанные с ними коры выветривания, подобные той, которая вскрыта данным разрезом, имеют лишь локальное развитие.

Горизонт "бесструктурных" охр многие исследователи (например, Ю.Ю. Бугельский, Ф. Формель Кортина [1973]) включают в профиль коры выветривания, а И.З. Корин, В.И. Финько и их соавторы даже считают его самостоятельной "латеритной" корой выветривания олигоценового возраста, наложенной на кору выветривания домаастрихтского возраста, представленную "структурными" охрами [Финько и др. 1967; Корин и др., 1973]. Мы считаем "бесструктурные" охры коллювиально-пролювиальными осадками, формирование которых продолжается и в настоящее время. Обоснование этой точки зрения, литологическая характеристика этих образований и характеристика их переработки процессами выветривания будут приведены в следующей главе при описании того литостратиграфического подразделения, в которое мы их включили.

СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА АНТРОПОГЕНА КУБЫ

Проблема разработки стратиграфической схемы антропогена Кубы связана с особыми трудностями. На Кубе практически полностью отсутствует какая-либо биостратиграфическая основа расчленения антропогена, и рассчитывать на ее создание в ближайшее время, по-видимому, не приходится.

Спорово-пыльцевой метод биостратиграфического расчленения антропогена, широко применяемый в странах средних и высоких широт, на Кубе только начинает разрабатываться. К тому же вопрос о его эффективности вызывает серьезные сомнения. Это связано, во-первых, с крайне неблагоприятными условиями сохранения пыльцы в осадках, перерабатываемых тропическим выветриванием, и, во-вторых, с тем, что о характере антропогеновых климатических колебаний на Кубе известно еще очень немного, а вопрос о том, насколько четко эти колебания отражались в смене растительности, можно вообще считать открытым.

Довольно многочисленные находки остатков позвоночных, вероятно, можно будет использовать в качестве дополнительного материала для будущей биостратиграфической схемы антропогена Кубы. Однако этому должна предшествовать очень трудоемкая работа, особые сложности которой обусловлены, во-первых, эндемичностью большинства кубинских фаун позвоночных, а во-вторых, тем, что большинство находок связано с пещерными отложениями, сопоставление которых с поверхностными образованиями само по себе можно считать очень нелегкой задачей.

Итоги предварительного изучения антропогеновых моллюсков Кубы, проводившегося О.М. Петровым (личное сообщение), также не дают оснований для слишком оптимистических оценок. Изменчивость комплексов моллюсков на широте Кубы в течение антропогена была, по-видимому, незначительной, и это, естественно, затрудняет биостратиграфические интерпретации. Нам все же кажется, что детальное изучение плиоцен-плейстоценовых моллюсков Кубы в конце концов позволит выделить разновозрастные комплексы, различия между которыми, связанные как с эволюционной, так и с экологической изменчивостью, можно будет использовать в стратиграфических целях. Конечно, это тоже очень трудоемкая работа, и возможности использовать ее результаты появятся не в самом близком будущем.

Наиболее перспективной для биостратиграфии, несомненно, следует считать микрофауну. К настоящему времени для антропогена Карибского моря уже предложена схема зонального расчленения по фораминиферам [Bollí, Premoli Silva, 1973], приведенная нами в табл. 2. Правильность этой схемы подтверждается данными и по другим океанам (В.А. Крашенинников, личное сообщение). Изучение позднекайнозойских фораминифер Кубы, проводящееся А. де ла Торре, М. Итуральде-Винентом, П. Борро, Х. Моралесом и другими исследователями, можно считать одними из самых перспективных направлений в области биостратиграфических исследований. Вполне возможно, что достаточно важную роль в создании биостратиграфической основы расчленения антропогена Кубы сыграют также остракоды, изучение которых на Кубе было начато В. ван ден Болдом.

Следует заметить, что на Кубе в осадках морских терригенных толщ антропогенового возраста, как правило, не удастся обнаружить органических остатков, что связано в большинстве случаев с интенсивным химическим выветриванием этих осадков в те периоды, когда они находились в субаэральных условиях, а иногда и с первоначальными условиями осадконакопления. Это не позволяет рассчитывать на создание универсальной биостратиграфической схемы расчленения антропогена Кубы даже в будущем.

Необходимость разработки такой схемы расчленения антропогена Кубы, которую можно было бы уже в ближайшем будущем использовать при построении общей легенды геологической карты масштаба 1:250 000, заставила положить в основу этой разработки не биостратиграфические, а геоморфологические и литологические критерии.

Таблица 2

Схема зонального расчленения верхнего кайнозоя Карибского региона, по Г. Болли и И. Премели Сильва [Bolli, Premoli Silva, 1973]

Геологический возраст	Зоны	Подзоны	Млн. лет	Распространение	
				руководящих видов	прочих видов
Голоцен	<i>Globorotalia truncatulinoides truncatulinoides</i>	<i>Globorotalia fimbriata</i>	0,011	├─ <i>Gr. fimbriata</i>	
Плейстоцен		<i>Globigerina bermudezi</i>		├─ 0,08	├─ <i>Gr. tumida flexuosa</i>
		<i>Globigerina calida calida</i>	├─ 0,14	├─ <i>Gg. calida calida</i>	├─ <i>Go. hexagonus</i>
		<i>Globorotalia hessi</i>	├─	├─ <i>Gr. hessi</i>	
		<i>Globorotalia crassaformis viola</i>	├─ 1,9	├─ <i>Gr. truncatulinoides truncatulinoides</i>	├─ <i>Gr. crassaformis viola</i>
Плиоцен		поздний	<i>Globorotalia truncatulinoides cf. tosaensis</i>		
	средний		<i>Globorotalia miocenica</i>		├─ <i>Gr. miocenica</i>
		<i>Globigerinoides trilobus fistulosus</i>		├─ <i>Gs. trilobus fistulosus</i>	├─ <i>Gr. multicamerata</i>
	ранний	<i>Globorotalia margaritae evoluta</i>	├─ 3,2	├─ <i>Gr. margaritae evoluta</i>	├─ <i>Gr. exilis</i> ├─ <i>Gr. inflata A</i>
			├─ 4,2	├─ <i>Gr. margaritae evoluta</i>	├─ <i>Gr. miocenica</i> ├─ <i>Sa. dehiscens</i>
	├─ 5,5	<i>Globorotalia margaritae margaritae</i>	├─ 5,5	├─ <i>Gr. margaritae margaritae</i>	├─ <i>Gs. obliquus obliquus</i> ├─ <i>Gs. ruber</i> ├─ <i>Pu. obliquilo-culata primalis</i>
Поздний миоцен	<i>Neogloboquadrina dutertrei</i>				

Этот литолого-геоморфологический подход позволил составить схему генетического и стратиграфического расчленения антропогена Кубы, отражающую генезис различных антропогенных толщ и последовательность их формирования. Диагностические признаки этих толщ — их литологические особенности и положение в разрезе и в рельефе — позволяют различать их достаточно уверенно.

Мы ясно видим недостатки предлагаемой схемы. Главным из них, несомненно, следует считать почти полное отсутствие возрастных привязок подразделений нашей схемы к общей хронологической шкале антропогена. Хотя мы и пытались использовать все доступные нам биостратиграфические данные и радиометрические датировки отложений, это позволило только очень приблизительно определить положение нижней границы антропогена в нашей схеме и высказать несколько предположений о геологическом возрасте некоторых молодых толщ. Конечно, этого недостаточно для корреляции нашей схемы даже со схемами, разработанными в смежных регионах, не говоря уже о корреляции с глобальной шкалой антропогена. Для того чтобы такая корреляция стала возможной в будущем, необходимы дополнительные исследования, причем мы хотели бы рекомендовать применение таких новых для Кубы методов определения возраста антропо-

погеновых отложений, как палеомагнитный, термолюминесцентный и метод измерения отношения изотопов кислорода.

При всех ее недостатках предлагаемая нами схема стратиграфического расчленения антропогена Кубы на сегодняшний день кажется нам достаточно детальной и обоснованной для применения ее на практике — в качестве основы легенды антропогеновой системы для геологической карты масштаба 1:250 000. Более того, мы убеждены, что на уровне современной геологической изученности Кубы никакой другой подход к созданию подобной схемы, кроме применявшегося нами литолого-геоморфологического, не позволил бы решить стоявшую перед нами задачу. Мы уверены также, что при разработке будущих, более совершенных стратиграфических схем антропогена Кубы, схем, надежно коррелирующихся со всеми основными событиями геологической истории этого периода, геоморфологические и литологические критерии должны будут играть очень важную роль. Таким образом, разработанную нами схему стратиграфического расчленения антропогена Кубы можно считать не только решением конкретной практической проблемы — создания основы для “антропогеновой” части легенды геологической карты, находящейся в процессе составления, — но и одним из первых шагов в создании такой схемы, которая полностью удовлетворяла бы современным требованиям.

ПРИНЦИПЫ ПОСТРОЕНИЯ

Основной единицей местной стратиграфической шкалы на Кубе традиционно считают формацию¹. Формации — природные геологические тела, различающиеся главным образом своими литологическими особенностями, — рассматриваются как основные картографические единицы и теми коллективами, которые осуществляют геологическую съемку территории Кубы в масштабе 1:250 000 в настоящее время. Естественно, основной единицей стратиграфической схемы антропогена Кубы мы также должны были сделать формацию.

Подразделения литостратиграфической шкалы, в число которых входит и формация, по определению не должны иметь конкретных возрастных характеристик. По этой причине среди биостратиграфов нередко можно наблюдать отрицательное отношение к литостратиграфическим исследованиям, доходящее до того, что научное значение этих исследований вообще ставится под сомнение. Пожалуй, наиболее резко это отношение выражено О. Шиндевольфом, который считает, что “создание литостратиграфии — легализованный шаг назад, ко временам до У. Смита, Д’Орбиньи и Оппеля!” [Шиндевольф, 1975, с. 69].

Поскольку литостратиграфический термин “формация” практически не употребляется в советской геологической литературе, перед нами вставал вопрос о его замене в русском тексте термином “свита”. Такая замена, вероятно, позволила бы нам избежать многих нареканий, а обосновать ее нетрудно тем фактом, что каждая из антропогеновых формаций Кубы по своим диагностическим признакам вполне соответствует определению термина “свита”, приведенному в последнем проекте Стратиграфического кодекса СССР. И все-таки мы решили, что аутентичность русской и испанской терминологии в данном случае важнее всех прочих обстоятельств. Кроме того, решающее значение следует, конечно, придавать не названию основных подразделений разработанной нами схемы, а тому факту, что литологические и геоморфологические признаки, на основе которых они выделены, безусловно несут генетическую и палеогеографическую информацию, позволяющую говорить о приуроченности этих подразделений к определенным этапам геологического развития.

Эти этапы геологического развития несомненно проявлялись не только на всей территории Кубы, но и в более обширном регионе и в принципе, очевидно, могут быть скоррелированы с такими важными вехами антропогеновой истории Земли, как оледенения и межледниковья. У нас есть основания считать, что антропогеновые геологические формации Кубы, как правило, имеют изохронные границы, хотя определить положение этих границ внутри антропогеновой системы пока еще не представляется возможным. Таким образом, соглашаясь с О. Шиндевольфом в том, что “основная задача истинной стратиграфии — определение того, что древнее, что одновозрастно, а что моложе” [Шиндевольф, 1975, с. 23], мы хотели бы подчеркнуть, что наши исследования решали именно эту задачу, хотя и не были биостратиграфическими.

Соответствующими постановлениями Международного геологического конгресса и конгрессов ИНКВА было регламентировано положение нижней границы антропогена в ос-

¹ В геологической литературе термин “формация” применяется, как известно, в разных значениях. Здесь речь идет о подразделениях литостратиграфической шкалы, пользующейся широкой популярностью в ряде стран, но не применяющейся в СССР.

новании зоны *Globorotalia truncatulinoides truncatulinoides* (зона 22 по Баннеру и Блоу), что соответствует возрасту 1,9 млн.лет. Никаких других общепринятых границ внутри антропогена в настоящее время, к сожалению, не существует. Даже в отношении такой, казалось бы, не вызывающей сомнений, границы, как плейстоцен-голоценовая, существование расхождения во мнениях, касающиеся как ее положения во времени, так и ранга. Отсутствие общепринятой глобальной стратиграфической схемы антропогена и невозможность скоррелировать подразделения, выделяемые нами на Кубе, с какими-либо региональными схемами заставили нас принять свою схему стратиграфического расчленения антропогена, в основу которой были положены главным образом местные особенности истории геологического развития Кубы.

Границей первого порядка внутри антропогена мы считаем границу между плейстоценом и голоценом, соответствующую, согласно рекомендации, вынесенной комиссией ИНКВА по голоцену в 1971 г., возрасту 10 тыс.лет. Таким образом, плейстоцен и голоцен, как это и должно следовать из их наименований, рассматриваются как подразделения равного ранга. Резкое несоответствие этих подразделений по продолжительности не кажется нам серьезным противоречием. Присваивая антропогену стратиграфический ранг системы/периода, несмотря на то, что по продолжительности он соответствует не периоду, а в лучшем случае веку, мы избегаем противоречий, рассматривая его как незавершенное, только начавшееся подразделение. По нашему мнению, есть все основания для того, чтобы и голоцен считать подразделением, равным по рангу плейстоцену, но еще не завершенным и поэтому по продолжительности соответствующим лишь небольшой части плейстоцена.

Действительно противоречивым, не соответствующим правилам стратиграфической номенклатуры, приходится признавать тот факт, что для подразделений антропогена традиционно употребляются термины, однотипные с названиями отделов/эпох кайнозоя (палеоцен, олигоцен, плиоцен и т.п.). Однако попытка отказаться от этих традиционных наименований или как-то изменить их содержание почти наверняка была бы безуспешной. Таким образом, употребляя для двух основных подразделений антропогена названия "плейстоцен" и "голоцен", мы должны сделать специальную оговорку относительно того, что в этом случае эти названия относятся не к отделам/эпохам и даже не к ярусам, а к подразделениям более низкого таксономического ранга.

В ходе наших исследований нам удалось обнаружить очень четкий палеогеографический рубеж в плейстоцене западной и центральной Кубы. Более древние терригенные осадочные формации характеризуются хорошо развитым профилем каолинового выветривания, а более молодые, начиная с формации Вильяроха, подобного профиля не имеют. Поскольку в настоящее время интенсивное химическое выветривание с разрушением смектитов и частичным превращением их в каолинит происходит лишь в тех районах Кубы, где годовое количество атмосферных осадков превышает 1800 мм, а древние пестроцветные толщи с профилем каолинового выветривания встречаются и в районах с меньшим годовым количеством осадков (до 1200 мм), естественно предположить, что в начале плейстоцена климат Кубы был влажнее, чем в конце. Прекращение процессов химического выветривания на большей части территории Кубы, связанное с иссушением климата, и является тем рубежом, который позволяет делить плейстоцен Кубы на две части — нижнюю, более влажную, и верхнюю, более сухую. Этот рубеж проходит по кровле формации Вильяроха.

Это климатически обусловленное разделение плейстоцена на две части невольно ассоциируется с концепцией "доледникового" и "ледникового" плейстоцена [Selli, 1967] и с разделением антропогена на зоплейстоцен и плейстоцен [Krasnov, Nikiforova, 1975]. В связи с этим кажется очень заманчивым предположить, что граница "влажного" и "сухого" плейстоцена Кубы генетически связана с тем же кардинальным изменением климата, которое определяет положение границы "теплого" и "холодного" плейстоцена высоких и средних широт, примерно совпадающей с палеомагнитной инверсией Маутяма/Брюн (около 0,7 млн.лет).

Как будет показано в дальнейшем, с границей "влажного" и "сухого" плейстоцена Кубы связано резкое изменение тектонического режима Кубинского мегантиклинория — активизация его тектонических поднятий. Это тоже позволяет думать, что данная граница представляет собой скорее глобальный, чем локальный, рубеж в истории геологического развития и что она действительно может соответствовать уровню 0,7 млн.лет.

И все-таки фактический материал, находящийся в нашем распоряжении, позволяет пока что говорить только о возможности такого предположения. Для его обоснования, конечно, необходимы дополнительные данные, которые можно будет получить только в результате специальных исследований. Пока же можно уверенно говорить только о

разделении плейстоцена Кубы на две части, не пытаясь оценить продолжительность этих частей.

Следующими по рангу подразделениями разработанной нами схемы являются уже сами формации — естественные геологические тела, занимающие определенное положение в стратиграфической последовательности, имеющие определенный генезис и обладающие определенными литологическими особенностями. Литологические особенности, входящие в число основных диагностических признаков формаций, в зависимости от особенностей обстановки осадконакопления, а также и от характера и интенсивности процессов гипергенеза, могут быть различными и у разновозрастных отложений. Поэтому среди антропогенных формаций Кубы встречаются и разновозрастные или почти разновозрастные, причем для надежной корреляции таких близких по возрасту формаций в большинстве случаев не хватает данных.

Более или менее надежно удалось определить возрастные взаимоотношения между карбонатными и терригенными формациями западной и центральной Кубы, хотя и здесь возможны некоторые уточнения представлений об этих взаимоотношениях в ходе поступления новых фактических данных. Фактический материал, положенный в основу интерпретации возрастных взаимоотношений между карбонатными и терригенными формациями восточной Кубы, заметно беднее, и некоторые положения этой интерпретации основаны преимущественно на предположениях. Естественно, что здесь новые данные могут привести к более существенным изменениям представлений. Однако наибольшие трудности возникают при попытках сопоставить терригенные формации западной и центральной Кубы с терригенными формациями восточной Кубы.

На протяжении всего позднего кайнозоя восточные районы Кубы довольно существенно отличались от остальной территории более активным тектоническим режимом. Это четко отражено и в строении рельефа, и в литологических особенностях антропогенных осадков, как терригенных, так и карбонатных. Здесь находится самое высокое горное сооружение Кубы — горы Сьерра-Маэстра, к которым с юга примыкает глубоко-водный желоб Кайман; поверхности выравнивания, которые мы считаем реликтами плиоцен-плейстоценовых морских абразионных платформ, на востоке Кубы достигают высоты 800 м над уровнем моря, тогда как в западной и центральной Кубе максимальная высота поверхностей выравнивания не превышает 300 м. Соответственно песчано-глинистые осадки плейстоцена западной и центральной Кубы на востоке нередко замещаются песчано-галечными, а в карбонатных осадках восточной Кубы местами появляется заметное количество гравия и мелкой гальки магматических и метаморфических пород.

Другой отличительной чертой восточной Кубы, влияющей на литологические особенности терригенных отложений, является своеобразное распределение атмосферных осадков. И самые влажные, и самые сухие районы Кубы располагаются на востоке. Характерно, что в районах с годовым количеством осадков 1200 мм и менее (см. рис. 8) нам не удалось обнаружить пестроцветных терригенных отложений с хорошо развитым профилем каолинового выветривания, хотя древние терригенные формации, по времени образования относящиеся к той части плейстоцена, которая в западной и центральной Кубе характеризовалась влажными условиями, здесь несомненно присутствуют. Мы объясняем это тем, что в течение "влажного" плейстоцена годовое количество осадков было больше современного на 600—700 мм и в наиболее сухих районах влажности все-таки не хватало для развития процессов химического выветривания, приводящих к возникновению пестроцветной окраски в терригенных толщах. При этом основные черты распределения атмосферных осадков на территории Кубы, по-видимому, не испытывали существенных изменений в течение всего антропогена, а может быть и в течение всего позднего кайнозоя. Речь, конечно, может идти только о самых основных особенностях этого распределения, о том, что районы с наименьшим количеством атмосферных осадков располагались примерно там же, где они располагаются и в настоящее время. Кроме того, это положение не применимо к периодам крупных подзекайнозойских трансгрессий, когда большая часть территории Кубы исчезала под водами океана.

Таким образом, сопоставить между собой терригенные плейстоценовые формации влажных и сухих районов Кубы по интенсивности гипергенных преобразований не представляется возможным. Обнаружить отложения, представляющие собой переходы между разновозрастными терригенными формациями влажных и сухих районов, до сих пор не удалось, и перспективы их обнаружения не кажутся нам обнадеживающими. Поэтому в схеме корреляции плейстоценовых формаций Кубы, представленной в табл. 3, сопоставление терригенных формаций влажных и сухих районов имеет предположительный характер. Те представления об истории геологического развития Кубы в позднем кайнозое, которые сложились у нас к настоящему времени, позволяют считать этот вариант

Таблица 3

Схема корреляции плейстоценовых формаций Кубы

Возраст	Карбонатные формации	Терригенные формации		
		влажных районов		сухих районов
"Сухой" плейстоцен	группа Хайманитас	Сигуанеа	Камачо	Хамайка
				Сабаналамар
"Влажный" плейстоцен		Вильяроха		
		Гевара		
Плиоцен	Авало (Ведадо)	Гуане	Датиль	Баямо

корреляции наиболее правдоподобным. Однако надежную основу для уверенной корреляции терригенных формаций, распространенных в разных районах Кубы, могут дать только дальнейшие исследования и дополнительный фактический материал.

Здесь следует также отметить, что рассматривая все плейстоценовые терригенные формации Кубы как морские образования и отмечая чередование трансгрессий, во время которых накапливались отложения этих формаций, и регрессий, во время которых они подвергались выветриванию, мы, естественно, склоняемся к мысли о том, что это чередование трансгрессий и регрессий было обусловлено гляциоэвстатическими колебаниями уровня моря. В то же время, поскольку плейстоценовые гляциоэвстатические колебания уровня моря происходили на Кубе на фоне интенсивных и дифференцированных неотектонических движений, вряд ли можно говорить о полной синхронности трансгрессий и регрессий на всей территории Кубы. Не исключено, что некоторые из терригенных формаций восточной Кубы по времени накопления не совпадают ни с одной из формаций западной и центральной Кубы.

Из числа плиоцен-плейстоценовых формаций, выделенных до начала наших работ, мы используем в нашей схеме образования Ведадо, Хайманитас и Санта-Фе. Нам пришлось существенно изменить первоначальное определение формации Хайманитас, сделанное Х. Бродерманом в 1943 г. [Bermúdez, 1961]. Как видно из табл. 3, мы считаем Хайманитас группой, включающей в себя несколько формаций, в том числе и формацию Санта-Фе. Ранее нами были выделены формации Авало, Гуане, Гевара, Вильяроха и Камачо [Kartashov et al., 1976]. Формации Датиль, Баямо и Хамайка были выделены в ходе геологической съемки восточной Кубы, проводившейся Институтом геологии и палеонтологии АН Кубы в 1972–1976 гг. Из рукописной объяснительной записки к геологической карте мы заимствовали описания типовых месторождений этих формаций. Остальные формации выделяются нами впервые. Местоположение всех типовых местонахождений показано на рис. 9.

Голоценовые отложения, слагающие довольно обширные участки территории Кубы, представлены весьма разнообразным по генезису и по литологическим особенностям комплексом. Поскольку весь этот комплекс представляет собой подразделение стратиграфической шкалы, в настоящее время не нуждающееся в более дробном расчленении, мы не видим необходимости в том, чтобы рассматривать литологические и генетические разновидности голоценовых отложений в качестве отдельных формаций.

Кроме этих голоценовых осадков различного происхождения и плейстоценовых формаций, перечисленных в табл. 3, мы включили в нашу стратиграфическую схему некоторые плейстоценовые толщи, не отнесенные нами к категории формаций.

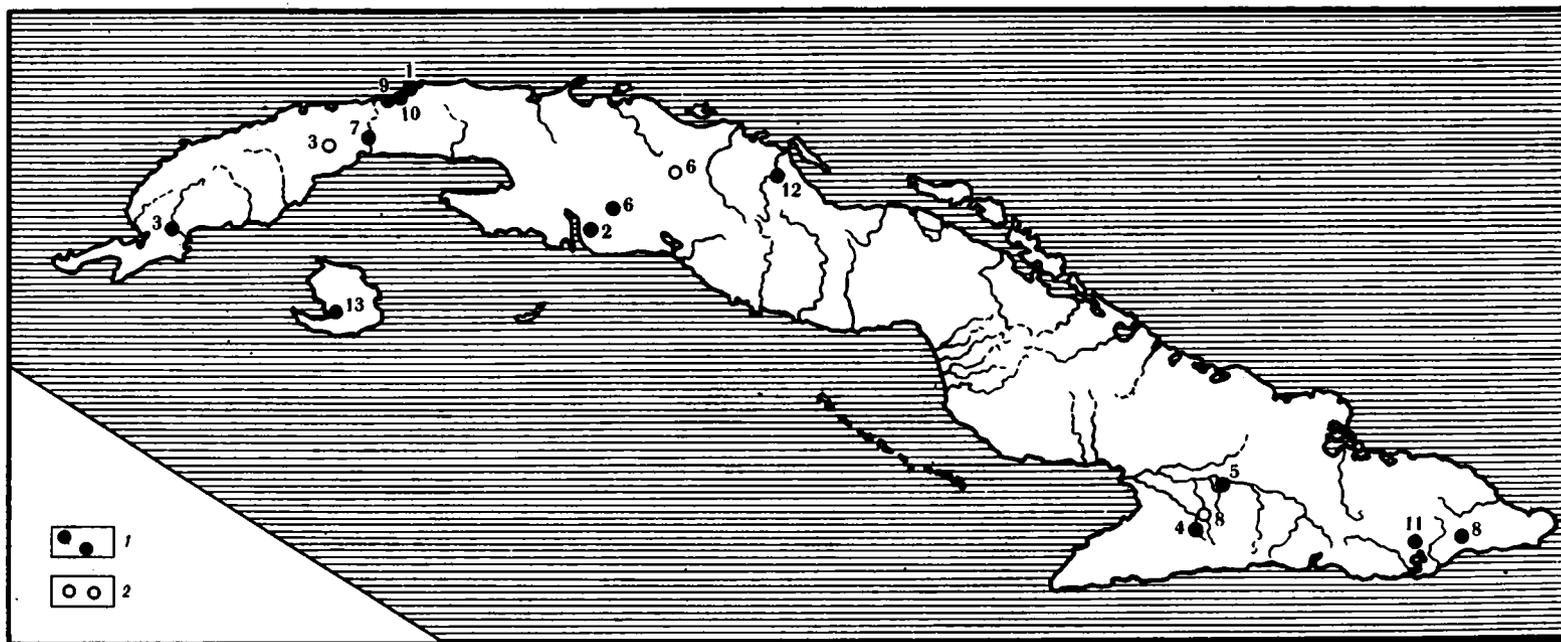


Рис. 9. Положение типовых местонахождений плейстоценовых формаций Кубы
 1 — основные типовые местонахождения; 2 — дополнительные типовые местонахождения. Формации: 1 — Ведадо, 2 — Авало, 3 — Гуане, 4 — Датиль, 5 — Баямо, 6 — Гевара, 7 — Вильяроха, 8 — Сабаналамар, 9 — Санта-Фе, 10 — Саладо, 11 — Хамайка, 12 — Камачо, 13 — Сигуанеа

Таблица 4

Схема стратиграфического расчленения антропогена Кубы

Хроностратиграфические (климатостратиграфические) подразделения и их индексы		Литостратиграфические подразделения и их индексы	
Антропоген Q	Голоцен – Q _h	Морские отложения – mQ _h Аллювиальные отложения – aQ _h Болотные отложения – pQ _h Биогенные отложения (торфяники) – bQ _h	
		Элювиально-коллювиально-пролювиальные отложения – ecQ	
	Плейстоцен Q _p	"сухой" Q _{ps}	Формация Сигуанеа – Q _{ps} sg Формация Камачо – Q _{ps} cm Аллювиальные отложения – aIQ _{ps}
			Формация Хамайка – Q _{ps} jc
			Группа Хайманитас – Q _{ps} jn
		"влажный" Q _{ph}	Формация Сабаналамар – Q _{ps} sb
			Формация Вильярроха – Q _{ph} vr
			Формация Гевара – Q _{ph} gv
	Неоген	Верхний плиоцен	Элювиально-карстовые отложения – Q _{ph}
			Формация Авало (Ведадо) – Q _{ph} av Формация Гуане – Q _{ph} gn Формация Датиль – Q _{ph} dt Формация Баямо – Q _{ph} bm

Это, во-первых, аллювий разных генераций, формировавшийся до накопления морских осадков формации Камачо, одновременно с ним и после него. В каждой генерации присутствуют различные фации аллювия, обладающие специфическими литологическими особенностями, в результате чего в комплексе аллювиальных отложений присутствуют литологически сходные, но разновозрастные слои и разновозрастные толщи, представленные литологически различными слоями. Это не позволяет ни объединять этот комплекс в одну формацию, ни выделять в нем несколько формаций. В этот же комплекс мы включаем аллювиально-озерные отложения, встречающиеся значительно реже, чем аллювий, и по этой причине не заслуживающие выделения в отдельное подразделение стратиграфической схемы.

Во-вторых, к толщам, не имеющим ранга формаций, мы отнесли полигенетические элювиально-коллювиально-пролювиальные красноцветные отложения, больше известные под названием "никеленосная кора выветривания" [Финько и др., 1967; Бугельский, Формель Кортина, 1973]. Широкий возрастной диапазон этой толщи и соответственно неопределенное положение в разрезе не позволяют рассматривать ее как подразделение того же таксономического ранга, что и формации.

Наконец, толщей, не имеющей ранга формации, мы считаем красноцветные отложения, представляющие собой, по нашему мнению, нерастворимый остаток известняков, уничтоженных карстовыми процессами ("terra rossa"). Из предположения об элювиально-карстовом происхождении этой толщи следует, что, как и в предыдущем случае, ее возрастной диапазон чересчур широк, а положение в разрезе слишком неопределенно для отнесения к категории формаций. Нужно сказать, что мы считаем это предположение хотя и одним из наиболее правдоподобных, но не бесспорным. вполне возможно, что дальнейшие исследования приведут к принятию другой гипотезы о происхождении этих отложений. При этом, по-видимому, может встать вопрос об отнесении этой толщи к категории формаций.

Разработанная нами стратиграфическая схема антропогена Кубы приведена полностью в табл. 4. Мы включаем в эту таблицу индексы, рекомендованные нами для обозначения стратиграфических подразделений антропогена на геологической карте Кубы масштаба 1 : 250 000.

ПЛИОЦЕН-ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ И ПРОБЛЕМА НЕОГЕН-АНТРОПОГЕНОВОЙ ГРАНИЦЫ НА КУБЕ

Самая молодая из всех известных к настоящему времени доантропогенных геологических формаций Кубы, формация Канимар, представлена мергелистыми известняками с редкими прослоями глин, в которых содержится довольно богатая фауна моллюсков и фораминифер. Анализируя дискуссию между П.Х. Бермудесом, который первым высказал мнение о позднеплиоценовом возрасте этих известняков, и А. де ла Торре [Torre, 1971, 1972a], а также материалы последних палеонтологических исследований [Borro, Morales, 1974], можно прийти к следующим выводам.

1. Формация Канимар, несомненно, имеет плиоценовый возраст, что же касается предположения о ее принадлежности к верхнему плиоцену, то оно, по-видимому, не бесспорно.

2. Слои с *Gypsiná pilaris* (известняковые конгломераты) и формация Эль-Абра (мергелистые песчаники и гравелиты с растительными остатками) примерно одновозрастны с известняками формации Канимар.

3. Весь этот терригенно-карбонатный комплекс осадков, представляющий собой переход от фаций открытого моря (формация Канимар) до прибрежных (дельтовых фаций (формация Эль-Абра), распространен на сравнительно небольшом участке северного побережья Кубы, в окрестностях г. Матансаса и к востоку от него. В других районах Кубы палеонтологически доказанных возрастных аналогов формации Канимар пока еще не обнаружено.

П. Бронниманн и Д. Ригасси в работе, посвященной геологическому строению окрестностей Гаваны [Brönnimann, Rigassi, 1963], формально выделили две карбонатные формации послесреднемиоценового, но, по мнению этих исследователей, доплейстоценового возраста. Приведем характеристику этих формаций.

"Формация Ведадо: Типовое местонахождение у отеля "Насиональ" — северный клиф, обращенный к набережной. Беловатые рифовые известняки с крупными кораллами и другими макрофоссилиями. Кроме того, рифовые известняки брекчиевидного облика. Выветривание превращает их в латеритную почву.

Возраст: послекохимарский¹, миоценовый или более молодой (доплейстоценовый).

Формация Морро: Типовое местонахождение в западном углу искусственной выемки, сделанной для сооружения дорожного тоннеля под бухтой Гавана, на северном берегу пролива, соединяющего бухту Гавана с морем, между замком Кастильо-дель-Морро и фортом Ла-Кабанья. Желтовато-беловатые твердые водорослевые известняки и перекристаллизованный мел с кальцитовыми корками. Обычны двустворки. Залегают трансгрессивно на слоях формации Кохимар. В образцах из обнажений к западу от Каса-Бланки и у подножия южной стены форта Ла-Кабанья доктор Вудринг (письмо от 4 января 1961 г.) обнаружил *Lyropecten (Nodipecten) aff. L. colinensis* (F. and H. Hodson). Эта двустворка позволяет предполагать плиоценовый возраст формации Морро.

Возраст: вероятно плиоценовый" [Brönnimann, Rigassi, 1963, с. 204].

Е.В. Шанцер и его соавторы [1976] обе эти формации относят к единой толще известняков, слагающих вторую террасу окрестностей Гаваны (высота террасы 8—10 м у бровки и 15—17 м у тылового шва). Возраст второй террасы, по мнению этих исследователей, может "условно приниматься как среднеплейстоценовый" [Шанцер и др., 1976, с. 57]. В этот же возрастной интервал они помещают и третью террасу окрестностей Гаваны (высота 20—25 м у бровки и 30—45 м у тылового шва), отмечая, что известняки, слагающие вторую террасу, возможно, распространяются и в пределы третьей террасы.

Результаты наших полевых исследований, дешифровки аэрофотоснимков и лабораторной обработки образцов приводят нас к следующим выводам.

1. На северном побережье западной Кубы (на участке Гавана — Матансас) распространена формация послемииоценовых известняков, более древних, чем широко известные плейстоценовые известняки Хайманитас. Эта формация представляет собой единое геологическое тело, сложенное преимущественно коралловыми известняками, фациальные аналоги которых включают в себя водорослевые и ракушечные известняки, а также калькарениты (обломочные известняки). Именно эти известняки были отнесены П. Бронниманном и Д. Ригасси к формации Ведадо. В феврале 1978 г. М. Итурральде-Винент показал нам, что в искусственном обнажении восточного входа в туннель под бухтой Гавана формация Ведадо залегают на водорослевых известняках формации

¹ Формация Кохимар (мергели и мергелистые известняки) в настоящее время относится к среднему миоцену [Torre, 1972a; Kusnetzov et al., 1977].

Морро с небольшим угловым несогласием. Известняки, которые "у Кастильо-дель-Морро... по неровному крутому контакту прислоняются к дислоцированным породам миоцена" [Шанцер и др., 1976, с. 56], — это и есть известняки формации Морро.

Таким образом, формация Морро, распространенная на незначительной площади и пока что не имеющая аналогов, несомненно древнее формации Ведадо, которую, как будет показано далее, мы относим к плиоцен-плейстоцену. Это позволяет нам исключить формацию Морро из дальнейшего рассмотрения.

2. Террасы северного побережья провинций Гавана и Матансас высотой до 30 м, реже до 40 м, сложенные известняками формации Ведадо, представляют собой сравнительно молодые абразионные площадки, вырезанные в этих известняках.

3. Послемиоценовые известняки, более древние, чем известняки Хайманитас, известны также на побережьях крайнего востока Кубы, где они слагают террасы, поднимающиеся на несколько сотен метров над уровнем моря¹; на южном побережье центральной Кубы, западнее Тринидада, где сложенные ими террасы имеют высоту до 50 м; на п-ове Сапата и на юге о. Хувентуд, где они не выходят на поверхность, подстилая мало мощную толщу известняков Хайманитас в пределах прибрежных равнин, высота которых редко превышает 7 м над уровнем моря; на п-ове Гуанаакаибес, где высота сложенных ими террас составляет 10—20 м. Все эти известняки, судя по их литологическим особенностям, стратиграфическому положению и положению в рельефе, должны быть отнесены к одной формации.

М. Итурральде-Винент включил их в состав выделенной им на основе данных бурения на п-ове Сапата формации Пенинсула [Iturralde-Vinent, 1969]. Однако ни название формации (peninsula — по-испански "полуостров"), ни ее типовое местонахождение (образцы из скважины) не соответствуют правилам выделения геологических формаций. Это заставило нас заново подобрать типовое местонахождение и в соответствии с этим местонахождением предложить новое название — формация Авало.

Уже во время выделения формации Авало мы предполагали, что и по возрасту, и по литологическим особенностям она аналогична формации Ведадо. Однако, не располагая достаточными литологическими и палеонтологическими доказательствами этого предположения, мы предпочли не включать карбонатные отложения п-ова Сапата и южной части о. Хувентуд, слагающие цоколи широких и низких прибрежных равнин, в состав формации Ведадо, слагающей террасы северного берега Кубы. В настоящее время мы можем с достаточной уверенностью говорить о полном сходстве литологических особенностей формаций Ведадо и Авало, но считаем, что для окончательного объединения их в одну формацию необходимо получить палеонтологические доказательства их одновозрастности. Для этой единой формации по правилам приоритета, очевидно, нужно будет принять название, предложенное П. Бронниманном и Д. Ригасси, — формация Ведадо. Пока же мы сохраняем в предлагаемой нами схеме оба названия и приводим более подробную характеристику формации Авало.

ФОРМАЦИЯ АВАЛО

Органогенные (преимущественно коралловые, реже ракушечные и водорослевые) и органогенно-обломочные известняки, белые, светло-кремовые или светло-серые, реже розовые, и калькарениты того же цвета, плотные, часто фарфоровидные.

Преобладают породы, образованные скоплением скелетных остатков различных организмов: фораминифер, ракушечного детрита, мшанок, игл морских ежей, остракод, известковых водорослей, кораллов и т.п. В большинстве случаев это материал алевритовой и песчаной размерности, но достаточно часто встречаются и крупные скелетные обломки. Соотношения в составе остатков организмов меняются даже в разных образцах из одного разреза, но фораминиферы присутствуют постоянно. Реже встречаются калькарениты, сложенные пеллетами и ооидами размером от 0,05 до 0,3 мм. Пеллеты состоят из криптокристаллического карбонатного материала; в них различаются более светлая сердцевина, иногда с карбонатными обломками — центрами кристаллизации, и темная узкая оторочка. Встречаются сложные пеллеты, состоящие из множества мелких, заключенных в общую оторочку; их размер достигает 0,6 мм. Оолиты с несколькими концентрическими оболочками встречаются сравнительно редко. Пеллеты находят в тоннокристаллическом карбонатном цементе базального типа; иногда для цемента характерны игольчатые выделения люблинита. Скелетный материал в пеллетово-ооидных калькаренитах редок.

¹ Во время геологической съемки восточной Кубы Г. Франко в 1976 г. выделил эти известняки в формацию Мая.

Сохранность скелетного материала в известняках формации Авало меняется даже в пределах площади одного шлифа, что свидетельствует о значительном эпигенетическом изменении породы. Часто встречаются хорошо сохранившиеся фрагменты и целые раковины фораминифер, скелеты мшаног и т.п. В этих случаях они образованы криптокристаллическим карбонатным веществом и выделяются в лучшем раскристаллизованной цементной массе более темной окраской. На участках более интенсивной перекристаллизации детали органогенной структуры теряются; она прослеживается в виде неясных теней или вообще исчезает. Такие участки породы образованы кристаллическим карбонатным веществом с размером зерен от сотых до десятых долей миллиметра.

Изучение окрашенных шлифов и данные рентгено-структурного анализа свидетельствуют о том, что в подавляющем большинстве случаев породы формации Авало сложены кальцитом. Некоторые локальные участки породы, не выделяющиеся ни по внешнему виду, ни по характеру органогенной структуры, образованы магниальным кальцитом в ассоциации с протодоломитом и доломитом. По всей вероятности, это эпигенетические образования. Интересно отметить, что протодоломит обнаружен, в частности, и в типовом местонахождении формации Авало, и в типовом местонахождении формации Ведадо, что, на наш взгляд, следует считать дополнительным доказательством литологической идентичности этих двух формаций.

Количество нерастворимого в 2%-ной соляной кислоте остатка известняков обычно не превышает долей процента и лишь в розовых известняках увеличивается до 1—3%. В составе нерастворимого остатка обычно единичные зерна кварца алевроитовой и мелкопесчаной размерности, значительно реже встречаются такие же зерна серпентинитов, зеленокаменно измененных эффузивов и т.п. Глинистая составляющая неоднородна, по составу она четко коррелируется с местными особенностями геологического строения. В областях распространения вулканитов мелового или палеогенового возраста, регионально измененных постмагматическими процессами, это главным образом смектиты, хлориты и (или) смешанослойные хлорит-смектиты и слюда-смектиты. Вблизи выходов пород метаморфического комплекса и их коры выветривания глинистая составляющая известняков представлена каолинит-гидрослюдистой ассоциацией с той или иной примесью смешанослойных каолинит-смектитов, у выходов серпентинитов — смектитами, тальком и серпентином. В розовых известняках (например, в северной части массива, слагающего юг о. Хувентуд), кроме хлоритов, смектитов и смешанослойных каолинит-смектитов, нерастворимый остаток содержит также бемит, гиббсит и, возможно, нордстрандит. В известняках, которые накапливались в отдалении от предполагаемой древней береговой линии (например, на п-ове Гуанаакаибес или на крайнем юге о. Хувентуд), минеральный нерастворимый остаток представлен рентгеноаморфным пелитовым материалом или полностью отсутствует.

Типовое местонахождение. Канал возле грунтовой дороги, соединяющей г. Агуада-де-Пасахерос и шоссе Плая-Ларга — Плая-Хирон, в 1,5 км от этого шоссе, провинция Матансас, Известняки формации Авало слагают нижние 0,8—1,2 м стенки канала, имеющей высоту 1,8—2,5 м (верхняя часть сложена коралловыми известняками Хайманитас, трансгрессивно, с четким контактом, перекрывающими формацию Авало). Формация названа по бухте Авало, расположенной вблизи от типового местонахождения.

Распространение и условия залегания были охарактеризованы выше. Следует только добавить, что видимые мощности формации в естественных обнажениях не превышают первых десятков метров, а по данным бурения на п-ове Сапата формация не отделена угловым несогласием от подстилающих ее осадков плиоцена и верхнего миоцена [Iturralde-Vinent, 1969].

Происхождение и возраст. Известняки формации Авало, несомненно, являются прибрежными рифовыми образованиями, сформировавшимися на мелководье, в условиях резко ограниченного поступления терригенного материала.

Возраст формации Авало, несмотря на ее богатство остатками моллюсков и фораминиферами, не говоря уже о кораллах, к сожалению, пока еще не может быть определен палеонтологическим методом, так как детального изучения этой фауны не производилось. М. Итурральде-Винент приводит список фауны, определенной А. де ла Торре в образцах известняков формации Авало (Пенинсула) из скважины на п-ове Сапата: *Chione cf. woodwardii*, *Archaias angulatus*, *Cycloorbiculina compressa*, *Magnipora* sp., *Peneoplis* sp., *Triloculina trigonula*, *T. oblonga*, *Amphistegina cf. angulata*, *A. cf. lessonii*, *Orbiculina* sp., *Lithothamnium* sp. Он отмечает, что эта фауна "лишена руководящих ископаемых" и рассматривает возраст формации как "неразрешенный плиоцен на основе ее стратиграфического положения" [Iturralde-Vinent, 1969, с. 18].

Действительно, как по своему стратиграфическому положению, так и по литологическим особенностям формация Авало очень близка к плиоценовой формации Канимар.

Однако известняки формации Канитар деформированы значительно сильнее (падение до 30°), чем залегающие почти горизонтально известняки формаций Авало и Ведадо, причем формация Ведадо встречается в том же районе, что и формация Канитар, так что это различие в степени деформированности вряд ли можно относить за счет различий в тектоническом режиме.

К сожалению, непосредственного залегания формации Ведадо на известняках Канитар нам наблюдать не удалось. В известном обнажении под церковью Сан-Педро в Матансасе известняки, которые А. де ла Торре относит к нижнему или среднему плейстоцену, предлагая считать это обнажение типовым местонахождением формации Матансас, впервые выделенной Дж. Спенсером в 1894 г. [Torre, 1966, p. 38], а Е.В. Шанцер и его соавторы включают в состав формации Ведадо, не употребляя, правда, этого названия [Шанцер и др., 1976, с. 56], действительно залегают на отложениях формации Канитар. Однако именно в этом обнажении известняки обладают такими литологическими особенностями, которые не позволяют достаточно уверенно относить их ни к формации Ведадо (Авало), ни к более молодым известнякам Хайманитас.

Внешне эти породы не отличимы от известняков Хайманитас, к которым они и были отнесены Ш. Дюкло [Ducloz, 1963], — они такие же пористые, слабо консолидированные, а в их окраске присутствуют такие же буроватые тона. От плотных, звенящих при ударе и обычно не имеющих в окраске буроватых тонов известняков Ведадо (Авало) они отличаются весьма заметно. В то же время эти известняки полностью перекристаллизованы — арагонит, характерный для известняков Хайманитас, полностью превращен в кальцит. Возможно, это связано с эпигенетическими изменениями известняков Хайманитас, возможно, эти известняки представляют собой толщу, более древнюю, чем Хайманитас, но более молодую, чем Ведадо, возможно, местные особенности процессов выветривания изменили до неузнаваемости внешний облик известняков Ведадо. Во всяком случае, до проведения детальных исследований в этом районе, до определения стратиграфического положения известняков в обнажении под церковью Сан-Педро, выделять формацию Матансас в качестве подразделения стратиграфической схемы плейстоцена Кубы не представляется возможным.

Возвращаясь к вопросу о возрасте формации Авало (Ведадо), отметим, что в районе Матансаса, по-видимому, можно найти непосредственные контакты формаций Ведадо и Канитар. Кстати, наши полевые наблюдения показывают, что на побережье к северо-западу и северу от Матансаса низкая терраса вырезана в известняках формации Ведадо. Известняки Хайманитас, по мнению Ш. Дюкло [Ducloz, 1963] и Е.В. Шанцера с соавторами [1976], слагающие эту террасу, здесь фактически отсутствуют.

На юге о. Хувентуд, в ирригационном канале и в керне одной из буровых скважин, а также в керне скважины возле г. Сан-Луи в юго-западной части провинции Пинар-дель-Рио мы наблюдали переслаивание известняков формации Авало с глинистыми песками самой древней из послемiocеновых терригенных формаций Кубы — формации Гуане.

Подводя итог всему сказанному, можно констатировать, что формация Авало (Ведадо), как и ее возрастной аналог — терригенная формация Гуане, древнее всех других плейстоценовых формаций Кубы. Она, скорее всего, несколько моложе плиоценовой формации Канитар, но возможность частичного совпадения этих формаций по возрасту нельзя считать исключенной. Выделяющаяся М. Итурральде-Винентом плиоценовая формация Пенинсула без перерыва и несогласия лежит на верхнемiocеновой формации Эль-Маис [Iturralde-Vinent, 1969], а ее верхняя часть соответствует формации Авало. По-видимому, нижняя часть этой формации соответствует формации Канитар, но в районе, где осадконакопление продолжалось непрерывно в течение позднего миоцена, всего плиоцена и, вероятно, начала плейстоцена, определить положение границы между формациями Канитар и Авало вряд ли возможно. Все это, вместе взятое, не позволяет определить возраст формации Авало (Ведадо) точнее, чем плиоцен-плейстоцен. При этом она вряд ли древнее самых верхов плиоцена и, скорее всего, не моложе самых низов плейстоцена. Возможно даже, что граница между неогеном и антропогеном проходит внутри формации.

В заключение характеристики формации Авало необходимо специально отметить, что ее легко спутать с другими формациями в ходе геологической съемки. Так, М. Итурральде-Винент отмечает, что формацию Пенинсула (а значит и формацию Авало) "по ее фауне и литологии ... можно легко спутать с формацией Гуинес" [Iturralde-Vinent, 1969, p. 18]¹. Видимо, такие же ошибки возможны и в отношении других миоценовых известняков.

¹ Формацию Гуинес, впервые выделенную А. Гумбольдтом еще на рубеже XVIII и XIX в., в настоящее время относят к верхам среднего миоцена [Torre, 1972a; Kusnetzov et al., 1977].

Не менее опасной нам представляется возможность принять известняки формации Авало за более молодые известняки Хайманитас. Выше мы уже приводили пример известняков из известного обнажения под церковью Сан-Педро в Матансасе, принадлежность которых к какой-либо одной из этих двух толщ не удается установить по литологическим признакам. Приведем еще один пример, показывающий, что и палеонтологические данные не всегда позволяют решать этот вопрос однозначно.

А. де ла Торре, изучавший фауну, собранную в известняках, которые слагают поверхность равнин п-ова Сапата и южной части о. Хувентуд, сопоставил эти известняки с формацией Пенинсула М. Итурральде-Винента и с известняками п-ова Гуанаакабисес [Torre, 1972b], т.е. — с формацией Авало. В составленных им списках фауны из известняков п-ова Сапата [Nemes et al., 1967; Formell Cortina, 1969] присутствуют три вида, общих со списком фауны из формации Пенинсула, приведенным выше: *Chione cf. woodwardii*, *Archaias angulatus*, *Triloculina* sp. Однако наиболее существенным для оценки возраста этих известняков А. де ла Торре считает тот факт, что среди идентифицированных им видов присутствовали "некоторые вымершие, впервые описанные из верхнемиоценовой формации Боуден Ямайки" [Torre, 1972b, p. 52]. В качестве примера он называл *Cardium (Fragum) elattocostatum* Woodring [Formell Cortina, 1969]. Эти определения позволили А. де ла Торре прийти к выводу о плиоцен-плейстоценовом возрасте изучавшихся им известняков.

Мы, однако, вынуждены считать это заключение А. де ла Торре о возрасте известняков, слагающих поверхность равнин п-ова Сапата и южной части о. Хувентуд, ошибочным. Наши полевые работы в этих районах и лабораторная обработка собранных там образцов убеждают нас в том, что на поверхности этих равнин обнажаются только молодые известняки Хайманитас¹. Плиоцен-плейстоценовые известняки формации Авало в этих районах можно наблюдать лишь в искусственных обнажениях и в кернах буровых скважин. При этом во всех случаях трансгрессивный контакт между ними и перекрывающими их молодыми известняками настолько четок, а внешние различия между этими двумя толщами известняков настолько ясно выражены, что никаких сомнений в их разновозрастности не остается.

В разделе, касающемся группы Хайманитас, мы рассмотрим определения фауны, выполненные А. де ла Торре из коллекций, собранных на п-ове Сапата, более подробно и постараемся проанализировать причины этого расхождения в мнениях относительно возраста известняков п-ова Сапата и южной части о. Хувентуд. Здесь мы остановились на этом вопросе только для того, чтобы показать вполне реальную опасность спутать при геологической съемке известняки формации Авало с известняками группы Хайманитас.

Как уже говорилось, терригенной формацией, одновозрастной с формацией Авало, мы считаем формацию Гуане. Приведем ее характеристику.

ФОРМАЦИЯ ГУАНЕ

Пестроцветные слабо сцементированные конгломераты, пески и глинистые пески.

Яркая пестрая окраска пород обусловлена наличием крупных, имеющих неправильную форму пятен и полос различных оттенков красного, светло-серого и зеленовато-серого цвета; пятна и полосы пересекают границы слоев и линз и сами имеют иногда четкие, а иногда расплывчатые границы друг с другом. Конгломераты с плохо окатанными валунами и глыбами до 0,5—0,8 м в поперечнике, а иногда и более крупными, встречаются на тех участках, где формация примыкает к горным сооружениям. По мере удаления от гор размеры обломков уменьшаются, а пески и глинистые пески становятся преобладающими в составе формации. Нередко в них можно наблюдать косую слоистость. В верхних частях не размытых профилей выветривания, сформированных на осадках формации Гуане, нередко можно наблюдать горизонты железистых конкреций, иногда сливающихся в панцирь альвеолярного латерита.

Обломочный материал в осадках формации Гуане имеет угловатые и угловато-округлые формы. Состав его в общем олигомиктовый, — преобладают кварц, кремнистые породы, песчаники, в гальке конгломератов иногда встречаются и другие местные породы, сильно выветрелые.

Первично-седиментационные ассоциации глинистых минералов в глинистом или известково-глинистом цементе отложений формации удается наблюдать только в нижних горизонтах наиболее мощных разрезов, не затронутых или слабо затронутых вывет-

¹ Мнение о принадлежности известняков, слагающих поверхность равнины п-ова Сапата, к формации Хайманитас высказывал также Ш. Дюкло [Ducloz, 1963].

риванием. Они представлены четырьмя фаціальными типами: преимущественно каолиновым, гидрослюдисто-каолиновым, смектит-гидрослюдисто-каолиновым и смектитовым.

Отложения формации Гуане с преимущественно каолиновым составом глинистого цемента были отмечены на о. Хувентуд в пределах распространения метаморфических юрских сланцев. Кроме породообразующего относительно хорошо кристаллизованного, хотя и не совершенного каолинита, в цементной массе установлены незначительные количества диоктаэдрической гидрослюды, смешанослойного слюда-смектита и хлорита. В некоторых случаях отмечаются следы смектита.

Гидрослюдисто-каолиновые ассоциации пространственно тяготеют к выходам юрских сланцев и песчаников в провинции Пинар-дель-Рио. Каолиновый материал этого фаціального типа характеризуется широким асимметричным базальным рефлексом, иногда с d_{001} несколько больше $7,16 \text{ \AA}$, что не характерно для совершенного, хорошо кристаллизованного каолинита. По-видимому, нередко это смешанослойный каолинит-смектит с небольшим содержанием смектитовых пакетов. Наряду с ним всегда присутствуют в значительных количествах диоктаэдрические гидрослюды и (или) смешанослойные слюда-смектитовые образования. Хлориты и смектиты встречаются в резко подчиненном количестве.

Смектит-гидрослюдисто-каолиновый тип глинистого цемента имеет ограниченное распространение в пределах развития гидрослюдисто-каолиновых ассоциаций. Разрез в этих случаях имеет двучленное строение. Смектиты вместе с несовершенным каолинитом или смешанослойными каолинит-смектитами присутствуют в нижних существенно глинистых горизонтах разреза. Выше по разрезу, в песчано-гравийных слоях, смектиты теряют свое породообразующее значение, и глинистый цемент отложений характеризуется гидрослюдисто-каолиновой минеральной ассоциацией, описание которой приведено выше.

Смектитовый тип глинистого цемента отложений формации Гуане характерен для районов развития зеленокаменно измененных вулканитов. В ходе наших исследований он был отмечен в отложениях формации в пределах провинции Санкти-Спиритус. Кроме смектитов, этот цемент содержит лишь незначительную примесь несовершенного каолинита.

Все перечисленные выше первично-седиментационные ассоциации глинистых минералов в средних и верхних частях разрезов трансформированы последующим выветриванием, которое и определяет современный облик и состав большей части доступных для изучения отложений формации Гуане. В ходе выветривания происходит перераспределение железа в виде аморфных гидроокислов и гётита, и именно с этим связано появление пестрых окрасок, маскирующих первичную слоистость и другие детали строения формации, а также образование железистых конкреций и латеритных панцирей.

Особенности вторичного минералообразования, связанного с выветриванием, во многом определяются типом первично-седиментационных минеральных ассоциаций. Совершенный каолинит в отложениях с преимущественно каолиновым составом глинистого цемента не способен изменяться даже в наиболее агрессивных обстановках почвенной зоны коры выветривания. В таких осадках наблюдается лишь профилное перераспределение каолинита с образованием вторичных колломорфных выделений. В результате этого появляются признаки "оподзоливания" верхних горизонтов древней почвы. Поскольку резерв легко выветривающихся минералов отсутствует, агрессивность вод направлена главным образом на растворение такого устойчивого минерала, как кварц. Галька и валуны кварца обычно несут следы сильной химической коррозии, а иногда рассыпаются в порошок.

В отложениях с гидрослюдисто-каолиновыми минеральными ассоциациями эффект постседиментационного выветривания также незначителен. Он сводится в основном к перераспределению гидроокислов железа из первично-седиментационной пигментной составляющей и возникновению за счет этого пестрых окрасок, а иногда и железистых конкреций. Важным эффектом выветривания в этих условиях является "рафинирование" — процесс разрушения и удаления из системы рентгеноаморфных и плохо кристаллизованных минералов. В результате этого в верхних горизонтах коры выветривания наблюдается тенденция к накоплению каолинового материала с более совершенной кристаллической структурой.

Наиболее результативно постседиментационное выветривание воздействует на отложения со смектит-гидрослюдисто-каолиновым и смектитовым глинистым цементом. В этих отложениях происходит разрушение смектитов и синтез смешанослойных каолинит-смектитов. Каолинизация смектитов сопровождается мобилизацией существенно

большого, чем в предыдущем случае, количества железа и соответственно более интенсивным образованием вторичных пестрых окрасок и накоплением латеритов.

По данным наших наблюдений, мощность коры выветривания на породах песчано-глинистых и глинистых фаций формации Гуане не превышает 10 м, чаще достигая только 5 м. В песчаных фациях мощность коры выветривания значительно увеличивается. Интенсивность выветривания обломков снижается вниз по разрезу, а в нижних горизонтах коры выветривания сохраняются практически свежие блоки. Выветривание приводит здесь только к разрушению карбонатной составляющей известково-глинистого цемента и обломков таких сравнительно легко разрушающихся пород, как серпентиниты, а также к некоторому перераспределению гидроокислов железа и илистых фракций. Изменений глинистых минералов, связанных с выветриванием, в нижних горизонтах коры выветривания не наблюдается.

Типовое местонахождение. Карьер, расположенный в 1 км к северу от г. Гуане, провинция Пинар-дель-Рио. Суммарная видимая мощность пестрых песчаных глин, обнажающихся в стенках карьера, составляет 10—15 м. В непосредственной близости от карьера, в долине ручья, обнажаются подстилающие формацию известняки, по-видимому, миоценового возраста.

Дополнительное типовое местонахождение. Выемка центрального шоссе в 1 км к востоку от моста через р. Сан-Кристоваль, провинция Пинар-дель-Рио. Пестроцветные, с преобладанием красно-бурых тонов конгломераты вскрыты дорожной выемкой на 2—3 м. Мы наблюдали в этом обнажении небольшие смещения по разрывам [Kartashov, Mayo, 1972a], которые могут быть связаны с оползнями.

Распространение и условия залегания. Формация распространена преимущественно в провинции Пинар-дель-Рио, слагая предгорную (северную) окраину южной прибрежной равнины этой провинции и заходя с юго-запада в центральную депрессию между горами Сьерра-де-лос-Органос. На востоке формация заходит в пределы провинции Гавана, а отдельные выходы ее отложений известны также на о. Хувентуд и в провинциях Вилья-Клара и Санкти-Спиритус.

Повсеместно формация слагает поднятые части равнин, обладающие слегка всхолмленным рельефом. В ряде случаев осадками формации сложены невысокие террасовидные ступени, поднимающиеся на 3—5 м над поверхностями, сложенными более молодыми осадками. Отдельные выходы формации встречаются на плоских вершинных поверхностях, не поднимающихся выше чем на 70 м над уровнем моря.

На южной прибрежной равнине Пинар-дель-Рио осадки формации Гуане плавно погружаются в южном направлении под отложения формации Гевара. В центральной депрессии Пинар-дель-Рио (Сумидеро—Виньялес) формация Гуане перекрыта непосредственно осадками формации Вильяроха. В большинстве известных выходов формации ее осадки слагают дневную поверхность.

Видимая мощность формации в большинстве естественных обнажений не превышает 5 м, однако по данным бурения на прибрежной равнине Пинар-дель-Рио мощность формации составляет несколько десятков метров.

Происхождение и возраст. Достаточно тесная пространственная связь формации Гуане с прибрежной равниной Пинар-дель-Рио, форма залегания осадков формации, их литологические особенности и характер слоистости — все это позволяет предполагать морское происхождение этих терригенных осадков. Правда, на тех участках, где формация подходит вплотную к горным сооружениям и где ее осадки представлены преимущественно конгломератами и песками с косою слоистостью, эти осадки могут быть не только прибрежными пляжевыми образованиями, но и аллювием слившихся в единый предгорный шлейф конусов выноса. По этой причине мы считаем целесообразным рассматривать формацию Гуане как аллювиально-морское образование.

Наши полевые наблюдения показывают, что осадки формации Гуане залегают в основании стратиграфического разреза всех послемiocеновых терригенных толщ западной и центральной Кубы. Они отличаются от осадков других терригенных формаций некоторой цементированностью и в то же время более глубокой выветрелостью, что также свидетельствует о большей древности формации.

Как уже говорилось, в борту оросительного канала и в кернах двух скважин мы наблюдали фациальный переход между глинистыми песками формации Гуане и известняками формации Авало. Конечно, этих фактов недостаточно для вывода о бесспорной одновозрастности этих двух формаций. В конце концов, отнесение глинистых песков о. Хувентуд к формации Гуане, а известняков из скважины возле г. Сан-Луи к формации Авало может оказаться ошибочным. Однако, оценивая эти факты как дополнение к сведениям о пространственных взаимоотношениях обеих формаций и их положении в современном рельефе, предположение об их одновозрастности нельзя не признать,

хотя и не бесспорным, но наиболее правдоподобным. Таким образом, возраст формации Гуане, как и формации Авало, мы считаем плиоцен-плейстоценовым.

Возрастными аналогами формации Гуане, распространенными на востоке Кубы, в пределах провинции Гранма, по-видимому, следует считать формации Датиль и Баямо. Формация Датиль была выделена М. Козари в 1957 г. Э. Надь в 1976 г. сделал новое описание формации и подобрал для нее типовое местонахождение. В том же году П. Якуш выделил формацию Баямо.

Из сведений, приведенных этими авторами в рукописной объяснительной записке к геологической карте восточной Кубы¹, мы заимствовали описания типовых местонахождений этих формаций и краткий список видов фораминифер из осадков формации Баямо. Все остальные характеристики этих формаций составлены на основе наших полевых и камеральных исследований.

Как будет показано ниже, мы считаем эти формации фациями одновозрастной толщи. Поэтому наши представления об их происхождении и возрасте приведены не раздельно для каждой формации, а вместе — после описания формации Баямо.

ФОРМАЦИЯ ДАТИЛЬ

Пестроцветные валунно-глыбовые отложения, галечники и глинистые пески; обломочный материал, как правило, плохо окатан; породы слабо сцементированы; неясная горизонтальная слоистость проявлена главным образом в чередовании осадков разной крупности.

В непосредственной близости от гор Сьерра-Маэстра в составе формации преобладают валунно-глыбово-галечные отложения, пески встречаются в виде прослоев и линз. По мере удаления от гор количественные соотношения между валунными и песчаными фациями меняются на обратные. Пестрая окраска пород, как и у осадков формации Гуане, обусловлена крупными пятнами и полосами красного и светло-серого цвета.

Крупный обломочный материал представлен главным образом силицитами — гидротермально измененными вулканогенными породами. Песчано-алевритовая фракция глинистых песков и цементной массы валунно-галечных отложений имеет полимиктовый состав. Первично-седиментационные минеральные ассоциации сохраняются более или менее полно только в нижних горизонтах некоторых разрезов. Они представлены кварцем, полевыми шпатами, хлоритом, слюдами, магнетитом и обломками горных пород (зеленокаменно измененных вулканитов, силицитов, эпидозитов). Зерна песчано-алевритовой размерности слегка окатанные, угловато-округлые. В верхних горизонтах разрезов первично-седиментационные ассоциации сильно изменены выветриванием. Сохраняются в основном зерна кварца и кремнистых пород, но, судя по сохранившимся реликтам, выветриванию подвергались те же полимиктовые осадки.

Глинистый цемент отложений имеет чешуичато-волоконистую структуру; кроме того, по системам микротрещин развиваются связанные с выветриванием натечные коллоидные структуры, количество которых увеличивается вверх по разрезу. В нижних, относительно слабо выветрелых горизонтах в глинистом цементе преобладает смектит; вторым породообразующим глинистым минералом является смешанослойный каолинит-смектит; имеется также примесь смешанослойного хлорит-смектита и гидрослюд; присутствует гётит. Глинистый цемент верхней, сильно выветрелой части разрезов более однороден, — в нем преобладает каолинит-смектит. Красящий пигмент осадков представлен рентгеноаморфными соединениями железа и гётитом.

В глинистом цементе осадков формации Датиль первично-осадочное происхождение, очевидно, имеют смектиты, смешанослойные хлорит-смектиты и гидрослюды. Выветривание приводит к разрушению этой ассоциации и к образованию каолинит-смектитов. Разрушаются также и хлорит-смектиты, входящие в состав обломков зеленокаменно измененных вулканитов. Полевые шпаты и другие малоустойчивые минералы при выветривании растворяются. Гидроокислы железа, возникающие при разрушении смектитов, хлорит-смектитов и других железосодержащих глинистых минералов и не входящие в структуру новообразованных каолиновых компонентов, служат причиной появления пестрых окрасок осадков и источником накопления маломощных латеритных панцирей, иногда встречающихся в отложениях формации. Другой "побочный" продукт выветривания — порошокватый опал, отмеченный в одном из разрезов в виде тонких прожилков и гнезд в пятнисто-обеленных глинистых песках, непосредственно ниже сильно выветрелых валунно-галечных отложений.

¹ Составление геологической карты восточной Кубы, проводившееся в 1972—1976 гг. группой геологов АН Венгрии и Института геологии и палеонтологии АН Кубы, было частью работ по составлению Геологической карты Кубы масштаба 1 : 250 000.

Типовое местонахождение. Два карьера в окрестностях усадьбы Датиль, к юго-западу от шоссе Мансанильо — Баямо, провинция Гранма (координаты: 181,0 N; 515,7 E и 182,6 N; 514,6 E)¹.

Распространение и условия залегания. Формация распространена в пределах сравнительно узкой полосы северных предгорий Сьерра-Маэстры, примыкающих к низменной равнине Кауто. Она слагает плащеобразные покровы мощностью 3—5 м на плоских, слабо-наклоненных к северу водораздельных междуречьях высотой 70—80 м над уровнем моря. Формация залегает на доплейстоценовых породах и перекрывается молодым (плейстоценовым и голоценовым) аллювием и глинами формации Камачо.

ФОРМАЦИЯ БАЯМО

Серые и желтовато-серые тонкозернистые пески с линзами песчаников и мелкогалечных конгломератов и прослоями зеленовато-серых песчанистых глин и серых пятнистых ("мраморовидной" окраски) глинистых песков. В песках нередко можно наблюдать косую слоистость.

Гравийно-песчано-алевритовая фракция осадков формации Баямо обладает полимиктовым составом. Преобладают обломки зеленокаменно измененных вулканитов и кремнистых пород, много зерен кварца, полевых шпатов; встречаются обломки эпидозитов, зерна хлоритов, цеолитов, а также зерна и округлые пеллеты карбонатного состава. Гравий и крупные песчаные зерна хорошо окатаны, а мелкие песчаные и алевритовые зерна остаются угловато-округлыми.

Осадки формации рыхло скреплены карбонатным и глинисто-карбонатным цементом, карбонаты которого представлены кальцитом. В цементе встречаются раковинки фораминифер плохой сохранности. Характерно вторичное перераспределение карбонатного вещества цемента с образованием горизонтов вторичной цементации и горизонтов конкреций в песчано-гравийных прослоях и линзах. С эпигенетическим перераспределением карбонатного вещества цемента связано появление упоминавшихся выше "мраморовидных" окрасок глинистых песков.

В глинистом компоненте цемента преобладает смектит, присутствуют хлорит и, возможно, смешанослойный хлорит-смектит.

Типовое местонахождение. Обрыв левого берега р. Кауто в 9 км к западу от Кауто-Кристо, провинция Гранма. Название формации дано по г. Баямо, расположенному в пределах ее распространения.

В обрыве высотой около 25 м формация Баямо слагает нижнюю часть мощностью 12—15 м. Она перекрыта аллювиальными (?) песками и галечниками, подстилающими в свою очередь глины формации Камачо.

Распространение и условия залегания. Формация Баямо распространена к северу от зоны распространения формации Датиль, в пределах равнины Кауто и является составной частью аккумулятивной толщи, слагающей большую часть этой равнины. Осадки формации лишь на небольших участках слагают поверхность равнины. В большинстве случаев они обнажаются в береговых обрывах р. Кауто и ее притоков, причем их подошва всегда лежит ниже днищ долин. Максимальная видимая мощность формации составляет 15 м, а ее полная мощность, по данным бурения, вызывающим, впрочем, некоторые сомнения, может достигать 100 м. Формация Баямо перекрыта осадками более молодых формаций Сабаналамар и Камачо и плейстоценовым и голоценовым аллювием.

Происхождение и возраст формаций Датиль и Баямо. Пространственные взаимоотношения этих двух формаций, их геоморфологические позиции и литологические особенности позволяют предполагать, что они представляют собой части единой толщи, аналогичной по происхождению аллювиально-морским осадкам формации Гуане. Формация Датиль, по-видимому, соответствует существенно конгломератовым, частично, вероятно, аллювиальным фациям формации Гуане, территориально примыкающим, как и формация Датиль, к горным сооружениям, а формация Баямо — песчано-глинистым морским фациям формации Гуане. Морское происхождение осадков формации Баямо подтверждается присутствием в них фораминифер *Globorotalia crassaformis*, *Globigerinita* cf. *incrusta*, *Globigerina bulloides* (определения М. Итурральде-Винента).

Резкие отличия окраски осадков формации Баямо от окраски пестроцветных отложений формаций Датиль и Гуане целиком объясняются их различной переработкой процессами выветривания. Для формации Датиль, распространенной в предгорьях Сьерра-Маэстры, где количество атмосферных осадков и в настоящее время заметно выше, чем на равнине Кауто (см. рис. 8), и, видимо, было выше в течение всего плейстоцена,

¹ Координаты даны по километровой сетке топографической карты Кубы масштаба 1 : 50 000.

характерны вторичные изменения в общем того же типа, что и у осадков формации Гуане, хотя и несколько менее глубокие. Формация Баямо, распространенная в одном из наиболее сухих районов Кубы, не претерпела практически никаких вторичных изменений, за исключением перераспределения карбонатов. Сметит и другие железосодержащие минералы, входящие в состав первично-осадочных минеральных ассоциаций формации Баямо, не подвергались разрушению, гидроокислов железа не возникало, и красных тонов в окраске осадков формации Баямо не появлялось.

Стратиграфическое положение формации Баямо в разрезе верхнекайнозойских осадков провинции Гранма вместе с генетической близостью осадков этой формации и формации Датиль к осадкам формации Гуане делают предположение о том, что они, как и формация Гуане, имеют плиоцен-плейстоценовый возраст, наиболее правдоподобным. Три вида фораминифер, обнаруженные в осадках формации Баямо, не противоречат этому предположению, хотя не могут и подтвердить его. Принимая это предположение для нашей стратиграфической схемы антропогена Кубы, мы должны специально оговориться, что отсутствие прямых сопоставлений осадков этих формаций с осадками формации Гуане не позволяет исключать из рассмотрения возможность того, что формации Датиль и Баямо ближе по возрасту к более молодой формации Гевара, чем к формации Гуане, или того, что они, наоборот, несколько древнее формации Гуане. В окончательном решении этой проблемы существенную помощь могут оказать детальные палеонтологические исследования формации Баямо. Можно надеяться, что список фораминифер, содержащихся в осадках этой формации, будет расширен и дополнен такими видами, которые позволят судить о возрасте формации с большей определенностью.

Подводя итог всему сказанному о плиоцен-плейстоценовых геологических формациях Кубы, можно сформулировать следующие выводы.

1. Корреляция геологических формаций Кубы, отнесенных нами к плиоцен-плейстоцену, пока еще во многом имеет предположительный характер. Каждая из этих формаций может оказаться относящейся либо к верхам плиоцена, либо к самым низам плейстоцена, либо к обоим этим подразделениям. Все эти формации, по-видимому, достаточно близки по возрасту, но их границы могут и не совпадать.

2. Уточнение положения этих границ в общей хроностратиграфической шкале позволит объективно оценить сделанные нами предположительные сопоставления геологических формаций, уточнить эти сопоставления и, может быть, изменить их и получить в итоге корреляцию, основанную не на предположениях, а на фактах. При этом, очевидно, будет решен и кардинальный вопрос о точном положении границы между неогеном и антропогеном Кубы.

3. Наиболее перспективными путями решения этой проблемы следует, по нашему мнению, считать:

а) палеонтологические и микропалеонтологические исследования осадков карбонатной формации Авало (Ведадо) и терригенной формации Баямо;

б) палеомагнитные исследования осадков терригенных формаций Гуане, Датиль и Баямо;

в) измерения изотопного состава кислорода в раковинках фораминифер и, может быть, некоторых видов моллюсков из осадков формаций Авало (Ведадо) и Баямо.

Есть все основания рассчитывать на результативность таких исследований и надеяться, что их проведение существенно уточнит возраст каждой из формаций, в настоящее время относимых нами к плиоцен-плейстоцену.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ "ВЛАЖНОГО" ПЛЕЙСТОЦЕНА КУБЫ

"Влажный" плейстоцен Кубы, к самым низам которого, как уже говорилось, возможно, относятся охарактеризованные в предыдущем разделе плиоцен-плейстоценовые формации, включает в себя также формации Гевара и Вильяроха.

ФОРМАЦИЯ ГЕВАРА

Пестроцветные глины и глинистые пески с гравием, иногда с галькой и даже валунами, обладают неясной горизонтальной слоистостью, замаскированной процессами выветривания, которые образуют белесые, зеленовато-серые и красные пятна и полосы.

Зона выветривания, в пределах которой отложения имеют пестроцветную окраску, имеет мощность 2—4 м и в большинстве случаев захватывает всю формацию и подстилающие ее породы. Лишь в некоторых разрезах (в том числе и в типовом местонахождении) самые нижние слои формации Гевара представлены невыветрелыми осадками

однотонного желтовато-зеленовато-серого цвета. В разрезах, где самые верхние слои формации сохранились от размыва, осадки этих слоев, заметно обедненные глинистым материалом, также обладают однотонной бурой, желтой или белесо-серой окраской. В их основании, а также в пестроцветных отложениях, лежащих непосредственно под ними, появляются железистые стяжения и округлые бобовины, иногда сливающиеся в маломощный панцирь альвеолярного латерита. Венчаются такие разрезы маломощным песчанистым темноокрашенным гумусовым горизонтом. В строении этой верхней зоны коры выветривания нетрудно распознать горизонты тропической подзолистой почвы: горизонт B_2 — пестроцветные глины, горизонт A_2B_1 мощностью 0,5—0,7 м — однотонные, обедненные глинистым материалом отложения, содержащие железистые конкреции, и аккумулятивно-гумусовый горизонт A_1 мощностью 0,2—0,3 м.

Обломочный материал формации Гевара имеет олигомиктовый состав. И в галечно-гравийной, и в песчано-алевритовой фракциях преобладает кварц. В некоторых разрезах обломочный материал наряду с кварцем содержит значительное количество обломков кремнистых пород. В виде единичных зерен встречаются калиевые полевые шпаты и диоктаэдрические слюды. Характерным признаком формации Гевара можно считать присутствие большого количества гальки и гравия, представленных железистыми конкрециями и желваками, заимствованными из размывших латеритных панцирей формации Гуане. Однородный кремнисто-кварцево-железистый материал в составе гальки и гравия не позволяет устанавливать источники сноса. В большинстве случаев это многократно перетлававшиеся обломки.

Первично-осадочные ассоциации глинистых минералов в цементе невыветрелых отложений формации Гевара представлены двумя фаціальными типами: гидрослюдисто-каолиновым и смектитовым. Отложения с гидрослюдисто-каолиновым глинистым цементом пространственно связаны с выходами формации Гуане, к осадкам которой они очень близки по составу, и иногда с выходами метаморфических сланцев. Для этого типа отложений формации Гевара, как и для формации Гуане, характерны несовершенный каолинит, смешанослойные каолинит-смектиты, диоктаэдрические слюды и слюда-смектиты. В отличие от формации Гуане эти отложения содержат смешанослойные хлорит-смектитовые образования, а хлориты и смектиты присутствуют в них в большем количестве, чем в осадках формации Гуане. Состав глинистых минералов этих отложений свидетельствует о их происхождении за счет размыва подстилающих осадков формации Гуане и частично, по-видимому, метаморфических сланцев.

Отложения формации Гевара со смектитовым глинистым цементом распространены в пределах развития карбонатных и карбонатно-мергелистых пород миоцена, реже — зеленокаменно измененных вулканитов. Основным породообразующим компонентом глинистого цемента являются смектиты, причем в некоторых разрезах по данным термографического анализа (отсутствие эндотермического пика при 800°C) устанавливается присутствие железисто-глиноземистого смектита. Иногда глинистый цемент содержит, кроме смектитов, заметные количества каолинит-смектитов, в других случаях смектиты резко преобладают, а незначительные примеси других глинистых минералов представлены несовершенным каолинитом, хлоритами, палыгорскитом. Смектиты этих отложений, несомненно, были заимствованы из подстилающих пород, о чем свидетельствует их присутствие в нерастворимом остатке миоценовых известняков и мергелей. Каолинит-смектиты — это в основном материал более или менее дальнего приноса, возникший при размыве древних элювиальных образований.

Выветривание отложений с гидрослюдисто-каолиновым глинистым цементом приводит главным образом к разрушению некоторого количества рентгеноаморфных и плохо кристаллизованных компонентов системы, к перераспределению первичного железистого пигмента и образованию вторичных пестрых окрасок. В отложениях со смектитовым цементом эффект выветривания значительно заметней. Исследования показывают, что глинистый материал нижних частей пестроцветного горизонта коры выветривания еще близок к невыветрелым серым глинам основания разрезов, отличаясь от них главным образом слабой интенсивностью дифракционных максимумов, что позволяет предполагать появление рентгеноаморфных соединений. Вверх по разрезу содержание смектитов в глинистом материале падает, начинают преобладать каолинит-смектиты с примесью унаследованного плохо кристаллизованного каолинита в некоторых разрезах.

В верхней части пестроцветного горизонта коры выветривания, сложенном преимущественно каолинит-смектитами, интенсивность рефлексов увеличивается, что, по-видимому, свидетельствует о существенном уменьшении количества рентгеноаморфных соединений в глинистом материале. Одновременно наблюдается тенденция к уменьшению первого базального рефлекса каолинит-смектитов, что, вероятно, указывает на уменьшение количества смектитовых пакетов в этих смешанослойных образованиях.

Каолинизация смектитов сопровождается мобилизацией некоторых количеств алюминия и значительно больших количеств железа, не входящего в структуру каолинита. В результате этого возникают пестрые окраски отложений и железистые конкреции. В нижних частях пологих склонов и в депрессиях рельефа, в относительно песчаных отложениях почвенного горизонта A_2B_1 , конкреции сливаются в упоминавшиеся выше плиты железистого латерита. Латеральной миграции железа способствует наличие относительного водоупора, которым служит пестроцветный глинистый горизонт B_2 . В составе латеритных стяжений различаются белесая или желтоватая рыхлая гравийно-песчано-алевритовая основная масса и сетка железистого цемента, которая и придает породе характерный шлакообразный (альвеолярный) облик. Внутренняя структура железистого цемента разнообразна — это коллоидные выделения в порах между обломочными зёрнами, неправильные участки базального цемента, концентрации типа бобовин. Нередко наблюдаются оолиты с ядрами из катунов железистого песчаника. Довольно часто железистые корки толщиной в несколько миллиметров покрывают поверхность валунов кремнистых пород, и они становятся неотличимыми от железистых желваков латерита.

Микроскопические исследования вещества латеритных конкреций из формации Гевара, подтвержденные данными термографических, ИК-спектрографических и рентгенодифрактометрических исследований, показывают, что они образованы в основном плохо кристаллизованным гётитом и рентгеноаморфными соединениями железа с небольшой и непостоянной примесью гематита.

Алюминий, который освобождается при разрушении слюд и смектитов, в основном входит в структуру вновь образующихся каолинитовых компонентов смешанослойных каолинит-смектитовых образований. В ходе дальнейшего выветривания эти компоненты оказываются устойчивыми, и по этой причине гиббсит довольно редко входит в состав латеритных горизонтов формации Гевара. Мы обнаружили его лишь в одном разрезе — в районе Педро-Пи, провинция Гавана. Коллоидный, метаколлоидный и кристаллический гиббсит встречается здесь в тесной ассоциации с гётитом. Прожилки кристаллического гиббсита и микрожеоды в порах являются порообразующим компонентом некоторых конкреций в этом разрезе.

Положение латеритного горизонта в почвенном профиле формации Гевара однозначно свидетельствует о его возникновении на поздних стадиях развития почвы, после ее дифференциации на иллювиально-глинистый (пестроцветный) горизонт, служащий относительным водоупором, в нижней части профиля и обедненный глинистым материалом элювиальный (подзолистый) водоносный горизонт в верхней части. Цементируется гидроокислами железа песчано-гравийно-алевритовый материал верхнего, подзолистого горизонта. Железо (и алюминий) в верхних горизонтах почвы мигрирует, очевидно, в составе комплексных соединений с органическими кислотами.

Типовое местонахождение. Карьер возле грунтовой дороги, соединяющей г. Агуада-де-Пасахерос с шоссе Плая-Ларга — Плая-Хирон, 1,5 км к север-северо-востоку от оз. Гевара, провинция Сьенфуэгос. В обнажениях карьера отложения формации Гевара залегают на плотных известняках предположительно миоценового возраста, выполняя многочисленные карстовые воронки на их поверхности. Мощность отложений формации в воронках составляет 3–4 м, причем верхняя, выветрелая (пестроцветная) часть толщ имеет мощность 2–3 м, а нижняя, невыветрелая — 1 м. Отложения формации перекрыты красноцветными отложениями формации Вильяроха мощностью 2 м.

Дополнительное типовое местонахождение. Многочисленные мелиоративные каналы, примыкающие с севера к Центральному шоссе между Манакасом и мотелем "Касике", провинция Вилья-Клара. Пестроцветные отложения формации Гевара вскрыты каналами на 2–3 м.

Распространение и условия залегания. Формация встречается во всех провинциях западной и центральной Кубы, а ее отдельные выходы известны и в пределах восточной Кубы. Отложения формации залегают на плоских и слегка всхолмленных равнинах и на некоторых плоских вершинах горного рельефа, либо слагая поверхности этих форм рельефа, либо обнажаясь в естественных и искусственных разрезах под отложениями формации Вильяроха. Характерной чертой равнин, поверхности которых сложены формацией Гевара, является присутствие групп мелких озер (например, группа озер к югу от Педро-Пи, провинция Гавана). Местами формация Гевара слагает прибрежные равнины, и ее отложения уходят под уровень моря (например, на юге провинции Пинар-дель-Рио). В то же время существуют равнины высотой до 120 м над уровнем моря, в пределах которых были встречены осадки этой формации. В восточной Кубе (провинция Гуантанамо) отдельные выходы пестроцветных глин и глинистых песков, предположительно относящихся к формации Гевара, были обнаружены в пределах высоких (до 800 м над уровнем моря) поверхностей выравнивания.

Формация слагает с поверхности всю прибрежную часть южной прибрежной равнины Пинар-дель-Рио и протягивается в пределы южной прибрежной равнины провинций Гавана и Матансас, погружаясь под сравнительно маломощные осадки формации Вильяроха. На высоких поверхностях выравнивания в осевой части Кубы она нередко слагает более или менее изометричные покровы значительных размеров (десятки километров по протяженности). В то же время ее видимая мощность в естественных и искусственных поверхностных обнажениях не превышает 5 м, чаще колеблется от 1,5 до 2 м. Правда, отложения формации имеют тенденцию "заравнивать" неровности подстилающих пород, и над крупными карстовыми воронками мощность формации, по-видимому, может резко увеличиваться. По данным документации некоторых буровых скважин (конечно, нуждающихся в специальной проверке), в таких случаях мощность формации Гевара может возрастать до 50 м.

На южной прибрежной равнине Пинар-дель-Рио формация Гевара, очевидно, залегает на осадках формации Гуане, однако контакты между ними нигде не обнажены достаточно ясно. В других районах формация Гевара залегает на различных доплейстоценовых образованиях.

Происхождение и возраст. В большинстве случаев осадки формации Гевара не содержат никаких органических остатков. Однако в нескольких образцах были встречены остракоды, радиолярии и фораминиферы *Elphidium discoidale*, *E. cf. sagra*, *E. cf. leus*, *Ammonia becarii*, *Amphistegina cf. floridana*, *A. cf. taberana*. По заключению определявшего эту фауну А. де ла Торре, большинство видов, несомненно, переотложено из более древних средне- и нижнекайнозойских формаций. Этот факт не позволяет даже считать присутствие этих фораминифер доводом в пользу морского происхождения осадков формации Гевара и, конечно, полностью исключает какие-либо возможности определения возраста этих осадков по фораминиферам.

Тем не менее литологические особенности осадков формации, характер их залегания (маломощные изометричные покровы) и тесная пространственная связь с прибрежными равнинами и с поверхностями выравнивания, которые, как было показано в предыдущей главе, представляют собой реликты морских абразионных равнин, — все это не оставляет практически никаких сомнений относительно морского происхождения этих осадков.

Формация Гевара, отложения которой были, по-видимому, оставлены одной из гляциозвстатических морских трансгрессий плейстоцена, занимает вполне определенное положение в стратиграфической колонке плейстоцена Кубы. Она перекрывает плиоцен-плейстоценовую формацию Гуане и в свою очередь перекрывается формацией Вильяроха. Осадки формации Гевара интенсивно переработаны субаэральным химическим выветриванием и представляют собой, иногда в своей верхней части, а иногда и на всю мощность, кору выветривания развитого типа. Это свидетельствует о достаточно влажных климатических условиях во время гляциозвстатической регрессии, сменившей трансгрессию Гевара, и о принадлежности формации Гевара к "влажному" плейстоцену Кубы.

В заключение характеристики формации Гевара сделаем несколько замечаний относительно идентификации ее осадков при полевых исследованиях. В отдельных разоблаченных обнажениях различать осадки формаций Гевара и Гуане довольно трудно. В ряде случаев отличительным признаком может служить слабая сцементированность осадков формации Гуане, не характерная для рыхлых осадков формации Гевара. К сожалению, этот признак проявлен не во всех осадках формации Гуане. Такой признак, как присутствие переотложенных железистых конкреций в осадках формации Гевара, в общем не характерное для осадков формации Гуане, тоже нельзя безоговорочно использовать для диагностики этих двух формаций. В некоторых разрезах формации Гевара эти переотложенные конкреции могут полностью отсутствовать; вместе с тем изредка в осадках формации Гуане можно встретить какое-то количество переотложенных конкреций. Очевидно, чтобы избежать ошибок, необходимо во всех случаях принимать во внимание весь комплекс характерных особенностей обеих формаций, включая их геоморфологическую позицию и общую геологическую ситуацию рассматриваемых разрезов.

ФОРМАЦИЯ ВИЛЬЯРОХА

Красные (от желтовато-красных до темных лилово-красных) глины, глинистые пески и пески с гравием, галькой и иногда валунами; обладают неясной горизонтальной, иногда косой слоистостью, которая проявляется в чередовании слоев с различным содержанием гравия.

В осадках формации Вильяроха довольно четко выделяются три фациальные разновидности. В двух районах — к югу от Гуане (провинция Пинар-дель-Рио) и к западу от Сьенфуэгоса (провинции Сьенфуэгос и Матансас) — распространены красные глинистые пески, пески и галечники с абсолютным преобладанием кварца. В обрамлении массивов основных и ультраосновных пород в составе формации преобладают темно-красные и пурпурно-красные глины и тяжелые рыхлые охры с массой окатанных обломков железистых латеритов, иногда кремнистых пород и окремнелых серпентинитов; обломки имеют гравийно-галечную, а иногда даже валунную размерность. Наиболее широко распространена третья фациальная разновидность осадков формации — красные глинистые пески и глины с прослоями и линзами песчано-гравийного материала, в котором наряду с кварцем всегда присутствуют, а часто и преобладают песчанистые железистые бобовины и оолиты, заимствованные, по-видимому, из разрушенных латеритных панцирей, которые были развиты в осадках формаций Гуане и Гевара. Эти конкреции не образуют единого выдержанного горизонта и не обнаруживают тенденции к слиянию в плиты латеритных панцирей; сравнительно рыхлая внешняя оболочка, характерная для конкреций, сформированных *in situ*, на них отсутствует, а их плотная поверхность нередко имеет ясные следы механического окатывания; часто наблюдается несоответствие между материалом конкреций и вмещающих отложений (песчанистые конкреции в глинистых осадках). Все это позволяет считать, что в осадках формации Вильяроха железистые конкреции играют роль гравия и гальки. Осадки этой фациальной разновидности распространены в пределах большинства "красных равнин" Кубы и в межгорной депрессии Сумидеро — Виньялес (провинция Пинар-дель-Рио).

Основные особенности структуры и состава глинистого материала, общие для всех фациальных разновидностей формации Вильяроха, выдерживаются на огромных пространствах. Глинистый материал, как правило, представлен окатышами диаметром 0,05—0,2 мм, густо пигментированными гидроокислами железа и сцементированными более светлым глинистым веществом с коллоидной структурой. В наиболее крупных окатышах иногда можно распознать по структуре и характерной окраске пестроцветные глинистые породы формации Гевара или, может быть, формации Гуане.

В глинистом материале всех трех фациальных разновидностей преобладают смешанослойные каолинит-сметтиты и присутствует примесь (обычно незначительная) несовершенного каолинита и метагаллуазита. Красный пигмент осадков представлен рентгеноаморфными гидроокислами железа и гётитом. В отложениях, отличающихся преобладанием кварца, красноцветный глинистый материал содержит незначительную примесь гидрослюд и смешанослойных слюда-сметтитовых образований. Для темно-красных глин и охр характерно преобладание рентгеноаморфных гидроокислов и плохо кристаллизованного гётита. В глинистом материале отдельных образцов отложений формации Вильяроха, отобранных в самых различных районах Кубы, была обнаружена незначительная примесь дисперсного гиббсита иногда в ассоциации с дисперсным бёмитом.

Характерной особенностью осадков формации Вильяроха является отсутствие следов профильного или латерального перераспределения железистого пигмента, так же как и отсутствие каких-либо иных признаков переработки процессами химического выветривания. Вторичные пестроцветные окраски или пятна осветления встречаются в них редко. Конфигурация пятен осветления, не типичная для кор выветривания, так же как и отсутствие признаков профильного строения в этих эпигенетически измененных участках, свидетельствуют о том, что в подобных случаях происходила, скорее всего, локальная мобилизация железа грунтовыми водами, обогащенными органикой. Это находит подтверждение в преимущественном осветлении более песчанистых прослоев и линз, находящихся среди глинистых участков, которые сохраняют первичные красные окраски.

Типовое местонахождение. Стенка мелиоративного канала на его пересечении с Центральным шоссе и к востоку от этого пересечения в 400 м к югу от г. Артемиса, провинция Гавана. Название формации происходит от старинного названия г. Артемиса — Вильяроха, все еще находящегося в употреблении у местных жителей.

В обнажении красный с коричневым оттенком глинистый песок с линзами косослоистого песка и гравия залегает на сохраняющихся в карстовых полостях пестроцветных глинах формации Гевара или на плотных белых известняках миоценового возраста. Мощность красноцветных отложений — 2,5—3 м; верхние 0,5 м представляют собой современную почву — красновато-коричневый разрыхленный комковатый суглинок с гравием и большим количеством корней растений; границы почвенных горизонтов нечеткие.

Дополнительное типовое местонахождение. Карьер, избранный типовым местонахождением формации Гевара (см. с. 57).

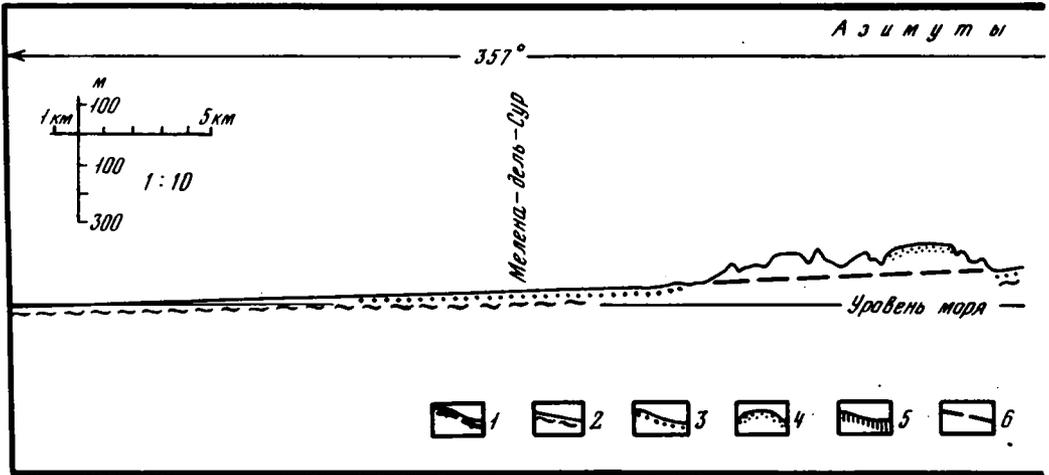


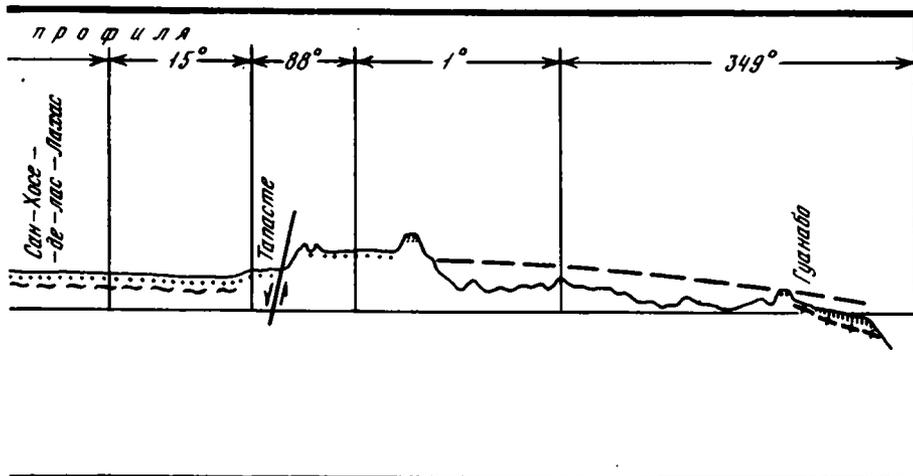
Рис. 10. Геолого-геоморфологический профиль, пересекающий Кубу примерно по меридиану $82^{\circ}8'$ з.д.

Формации: 1 — Авало, 2 — Гевара, 3 — Вильяроха; 4 — карстово-элювиальные отложения ("terra rossa"); 5 — группа Хайманитас; 6 — предполагаемое положение уровня моря во время трансгрессии Вильяроха

Распространение и условия залегания. Формация встречается во всех провинциях Кубы, причем ее наиболее обширные выходы — "красные равнины", протягивающиеся на десятки километров, — особенно широко распространены в провинциях Гавана и Матансас. Отложения формации слагают поверхности плоских, слабо наклонных прибрежных равнин на юге этих провинций, поднимаясь от уровня моря до высоты 50—60 м, и поверхности равнин внутренних частей этих провинций, где высотные отметки могут достигать 200 м. Иногда красноцветные отложения, литологически не отличающиеся от осадков формации Вильяроха, слагают днища сухих речных долин, сливающихся с поверхностями высоких "красных равнин", и поднимаются по этим долинам до высоты 250 м и более (например, в районе Эскалерас-де-Харуко). Нередко красноцветные отложения, по внешнему облику сходные с осадками формации Вильяроха, слагают плоские вершинные поверхности возвышенностей, поднимающихся над "красными равнинами", отделяясь от них иногда более или менее протяженным склоном, а иногда единственным крутым уступом высотой от нескольких метров до 100 м. В основании таких уступов в некоторых случаях можно видеть хорошо выраженные абразионные ниши.

Такая приуроченность красноцветных отложений к разным высотным уровням в ряде случаев, несомненно, обусловлена очень молодыми тектоническими движениями, разорвавшими единую толщу формации Вильяроха. Значительная активность послевильярохских тектонических движений превосходно отражена в деформации уровня, на котором развиты осадки не только формации Вильяроха, но и более древней формации Гевара (рис. 10). Примером блоков, поднятых по разрывам в послевильярохское время, может служить возвышенность, окаймляющая с юга пересыхающее озеро Аригуанабо (провинция Гавана), само возникновение которого связано, по-видимому, с поднятием этого блока. В то же время, красноцветные отложения, залегающие на разных уровнях, разделенных уступом, в основании которого развиты абразионные ниши, конечно, не могут быть разновозрастными. Теоретически возможно, что быстрое движение по разлому происходило во время вильярохской трансгрессии, что отложения, сформированные в начале этой трансгрессии, были подняты над уровнем моря, а абразионные ниши и отложения, лежащие ниже этих ниш, формировались в конце трансгрессии. Однако более правдоподобным кажется предположение о том, что в большинстве подобных случаев на верхних уровнях залегают красноцветные отложения, более древние, чем формация Вильяроха. Характеристика этих предположительно элювиально-карстовых отложений будет приведена ниже.

Максимальная высота реликтов поверхностей выравнивания с сохранившимися осадками формации Вильяроха — около 800 м. Она была отмечена в провинции Гуантанамо, там же, где были встречены осадки, предположительно отнесенные нами к формации Гевара (см. с. 57). Вибробурение на шельфе Кубы [Ионин и др., 1976] показало, что красноцветные глины присутствуют и ниже уровня моря. По нашему мнению, это,



скорее всего, отложения формации Вильяроха, хотя возможность принадлежности этих красных глин к более молодым образованиям тоже нельзя считать исключенной.

Интересной особенностью распространения красноцветных осадков формации Вильяроха является их отсутствие на южной прибрежной равнине Пинар-дель-Рио, поверхность которой сложена, как уже говорилось, отложениями формации Гевара. Эта особенность, наряду с присутствием красноцветных отложений и западнее (к югу от Гуанабо), и восточнее (в провинции Гавана), и севернее (в межгорной депрессии), имеет важное значение для интерпретации происхождения осадков формации Вильяроха.

Очень часто, пожалуй, даже в большинстве случаев, отложения формации Вильяроха залегают непосредственно на отложениях формации Гевара. Последние нередко заполняют неровности карстового рельефа подстилающих известняков и не образуют сплошного покрова, отделяющего формацию Вильяроха от более древних образований. Именно такой характер залегания формации Гевара можно наблюдать и в основном и в дополнительном типовых местонахождениях формации Вильяроха. Можно предполагать, что не менее типично залегание формации Вильяроха на сплошных, достаточно обширных, хотя и маломощных покровах отложений формации Гевара. Конечно, того количества естественных и искусственных обнажений, которое нам удалось изучить, недостаточно для безоговорочных суждений о характере распространения формации Гевара под покровами красноцветных отложений формации Вильяроха.

Несколько реже, чем на осадках формации Гевара, но все же довольно часто отложения формации Вильяроха залегают непосредственно на миоценовых известняках. В этих случаях красноцветные осадки заполняют все неровности карстового рельефа известняков и имеют соответственно неровную нижнюю границу при почти горизонтальной верхней. Нам удалось наблюдать только одно обнажение, в котором красноцветные осадки, по всей вероятности относящиеся к формации Вильяроха, перекрыты дюнными калькаренидами (золианитами) формации Санта-Фе, — у въезда с шоссе Виа-Бланка на пляж Эль-Мегано (провинция Гавана). Во всех остальных обнажениях формация Вильяроха залегают на поверхности. В обнажении Эль-Мегано метровый слой красных глин, залегающий на закарстованной поверхности предположительно миоценовых известняков и перекрытый двухметровым слоем золианитов, в своей нижней части по литологическим особенностям полностью соответствует формации Вильяроха. В верхней части слоя глин содержится большое количество зерен песчаной размерности, представленных главным образом раковинками фораминифер — теми же, которые являются основным компонентом золианитов, перекрывающих глины. Для того чтобы понять генетический смысл этого перехода от красных глин к золианитам, видимо, необходимы дополнительные литологические исследования.

Мощность осадков формации Вильяроха в большинстве обнажений невелика. Часто она не превышает нескольких десятков сантиметров, и выступы карстового рельефа подстилающих формацию известняков выходят на поверхность. Мощность 2–3 м, пожалуй, наиболее обычна для формации. Реже она увеличивается до 5 м, причем такое увеличение мощности, как правило, бывает связано с понижениями закарстованной поверхности известняков, подстилающих формацию. Буровые данные показывают, что над наиболее крупными карстовыми воронками и полостями мощность красноцветных осадков формации Вильяроха может увеличиваться до 40 м и более.

Происхождение и возраст. До последнего времени большинством исследователей Кубы красноцветные осадки формации Вильяроха рассматриваются как "красные грунты" или "красные почвы", развитые на элювиально-карстовых продуктах разрушения известняков — "terra rossa" [Bennett, Allison, 1928; Ducloz, 1963; Furrázola-Bermúdez et al., 1964; Acevedo González, 1967; Iturralde-Vinent, 1967; Franco, 1973a; Acevedo González et al., 1975; и др.]. Однако в настоящее время существуют и другие точки зрения на происхождение этих красноцветных образований.

Геолого-геоморфологические исследования, проводившиеся А. Нуньесом Хименесом и чехословацкими учеными Ф. Немецом, В. Паношем и О. Штелцлом [Nemes et al., 1967; Núñez Jiménez et al., 1970], позволили им сделать два важных вывода относительно происхождения красноцветных образований Кубы:

1. Все красноцветные образования западной Кубы — плотно сцементированные породы, заполняющие карстовые полости, конгломераты с красноцветным цементом и красные рыхлые отложения — судя по их петрографическим и геохимическим характеристикам, "являются родственными осадками одного и того же происхождения" [Nemes et al., 1967, p. 113]. Они представляют собой перетолженные продукты выветривания серпентинитов и не могут быть "terra rossa".

2. Красноцветные осадки слагают "плоские широкие конусы выноса рек, стекавших на равнины с эродированных антиклиналей и куполов с ядрами обнаженных и выветрелых серпентинитов" [Nemes et al., 1967, p. 103], и, следовательно, имеют аллювиальное происхождение. В то же время "нельзя полностью исключить того, что красноцветный материал мог представлять собой осадочный покров мелководного шельфа" [Nemes et al., 1967, p. 94].

Недавно Ф. Формель Кортина и Ю.Ю. Бугельский [Formell Cortina, Buguelskiy, 1974] пришли примерно тем же выводам относительно происхождения "красных почв" в провинциях Матанс и Камагуэй. По их мнению, эти красные глины представляют собой залегающую на известняках перетолженную кору выветривания серпентинитов [Formell Cortina, Buguelskiy, 1974]. Относительно способа перетолжения или, иными словами, относительно происхождения красных глин как осадочной породы эти авторы не высказали никаких предположений.

Наше мнение о том, что красноцветные отложения формации Вильяроха не могут быть продуктом элювиально-карстового разрушения подстилающих известняков, а представляют собой осадочную породу, основано на большом количестве фактов, установленных как упомянутыми выше авторами, так и нами самими. Основными фактами, практически исключающими возможность другого мнения, кажутся нам следующие.

1. Красноцветные осадки формации Вильяроха далеко не всегда и даже не в большинстве случаев залегают непосредственно на известняках. Чаще они подстилаются пестроцветными отложениями формации Гевара, которые никак нельзя принять за "terra rossa".

2. Спектральные и химические анализы показывают, что в отложениях формации Вильяроха содержится целый ряд элементов, отсутствующих в известняках [Nemes et al., 1967; Formell Cortina, Buguelskiy, 1974]. К этому можно добавить, что очень многие разновидности известняков, подстилающих формацию Вильяроха, содержат ничтожное количество нерастворимого остатка или не содержат его вовсе, так что для возникновения такого количества "terra rossa", которое соответствовало бы физическому объему осадков формации Вильяроха, потребовалось бы растворить совершенно невероятное количество известняков.

3. Отложения формации Вильяроха обладают слоистостью (рис. 11) и другими осадочными текстурами. Железистые конкреции, иногда переполняющие эти отложения, не сформированы *in situ*, а перетолжены из более древних латеритных панцирей. В осадках формации они играют роль гравия и гальки.

4. Отсутствие почвенных горизонтов в толще формации Вильяроха, отмечавшееся еще теми исследователями, которые считали всю эту толщу почвой [Bennett, Allison, 1928], показывает, что эти отложения вообще не перерабатывались почвообразовательными процессами. Современная почва на этих осадках, в большинстве случаев представляющая собой пахотный слой, имеет мощность не более 0,5 м.

В то же время представления о том, что основным источником питания осадков формации Вильяроха была кора выветривания серпентинитов, кажутся нам лишенными достаточных оснований. Только для фациальной разновидности темно-красных глин и охр продукты выветривания серпентинитов могли играть решающую роль среди источников питания, но и в этом случае вряд ли они были единственным источником. Каолинит-сметтиты, являющиеся породообразующими минералами почти всех разновидностей осадков формации, вряд ли могли поступать в таких количествах из коры выветри-

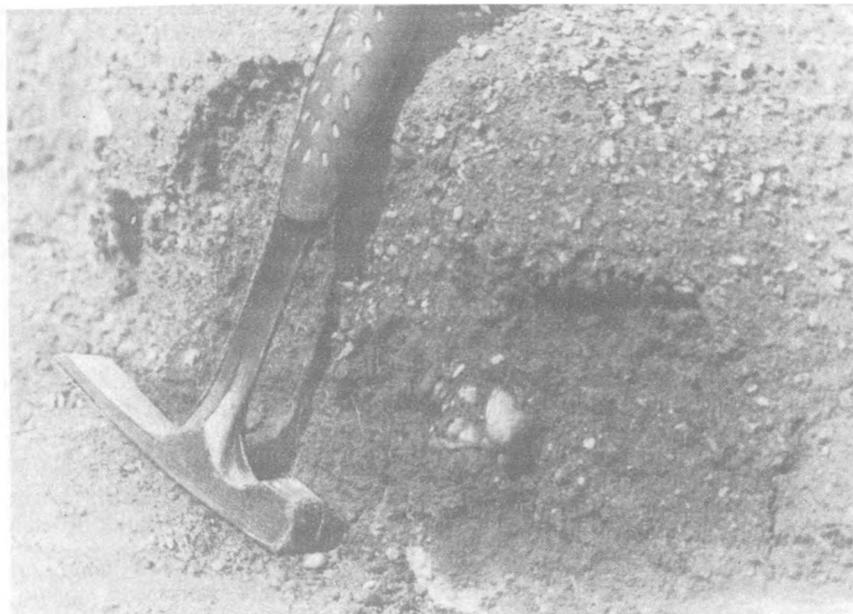


Рис. 11. Неясная горизонтальная слоистость осадков формации Вильяроха, обусловленная различным содержанием крупного материала. Карьер в 3 км к востоку от Хурагуа (провинция Сьенфуэгос)

вания серпентинитов, а кварц, присутствующий в обломочном материале осадков почти повсеместно, вероятно, тоже поступал не из серпентинитов. Что касается красного железистого пигмента, то его источником могли служить не только серпентиниты, но и многие другие породы. В частности, выветрелые осадки формации Гевара содержат достаточное количество гидроокислов железа, для того чтобы при перемыыве, переотложении и равномерном распределении во вновь формирующихся осадках окрасить эти осадки в красный цвет.

Мы считаем, что литологические особенности отложений формации Вильяроха свидетельствуют об их происхождении за счет перемыыва коры выветривания, развитой на различных породах, главным образом, по-видимому, за счет коры, развитой на осадках формации Гевара. Кроме того, нужно, вероятно, иметь в виду возможность некоторого привноса материала, и в том числе вулканического пепла, за счет выпадения из атмосферы. К этой мысли приводят некоторые результаты исследований красных "почв" на Бермудских островах.

Описания литологических особенностей этих "почв" [Ruhe et al., 1961] и их стратиграфического положения [Land et al., 1967] позволяют увидеть их определенное сходство с красноцветными образованиями Кубы, хотя устанавливать аналогии на основе одних только литературных данных, конечно, невозможно. Тем не менее сведения о сходстве их минерального состава с минеральным составом атмосферной пыли [Bricke, Mackenzie, 1970], несомненно, интересны и для нас. Конечно, предположение об эоловом происхождении формации Вильяроха, особенно тех ее разновидностей, которые содержат гравий и гальку, выглядело бы абсурдным, но возможность поступления какого-то количества материала в осадки этой формации непосредственно из атмосферы представляется вполне реальной.

Определять происхождение осадков формации Вильяроха приходится главным образом путем исключений, поскольку бесспорных прямых доказательств их происхождения, палеонтологических или геоморфологических, обнаружить, к сожалению, не удастся.

Как и в осадках формации Гевара, в осадках формации Вильяроха в результате обработки большого числа образцов удалось обнаружить некоторое количество остракод и фораминифер. К сожалению, большинство остатков фораминифер, а может быть и все они, по заключению определявшего их А. де ла Торре, переотложены из средне- и нижнекайнозойских формаций и поэтому ничего не говорят ни о возрасте, ни о происхождении этих осадков. Приводить список этих видов, очевидно, не имеет смысла.

Одним из доводов в пользу нашего предположения о морском происхождении осадков формации Вильяроха можно считать тот факт, что все равнины и плоские вершинные поверхности Кубы, на которых залегают эти осадки, выработаны, как было показано в предыдущей главе, морской абразией. К сожалению, это геоморфологическое доказательство морского происхождения формации Вильяроха нельзя считать бесспорным. Отложения формации Вильяроха очень часто залегают на морских осадках формации Гевара, а в тех случаях, когда они лежат непосредственно на доплейстоценовых известняках, поверхность этих известняков часто бывает интенсивно закарстованной. Очевидно, в большинстве случаев во время трансгрессии Вильяроха море не вырабатывало новых абразионных равнин, а затапливало равнины, выработанные во время предыдущих трансгрессий. Пространственная связь осадков формации Вильяроха с абразионными равнинами в большинстве случаев, по-видимому, не является генетической. Это дает определенные основания для сомнений в том, что такая генетическая связь вообще существует.

Отсутствие прямых бесспорных доказательств того или иного происхождения осадков формации Вильяроха заставляет рассмотреть все варианты предположений об их происхождении, заслуживающие внимания, с тем, чтобы остановиться на наиболее правдоподобном. Таких вариантов не очень много. Кроме нашего предположения о морском происхождении этих осадков и предположения об их аллювиальном генезисе [Nemes et al., 1967], имеет смысл проанализировать только предположения об их делювиально-пролювиальном и озерном происхождении.

Существование аллювиальных конусов выноса или внутренних дельт, сложенных красноцветными осадками [Nemes et al., 1967, p. 103], действительно можно было бы считать прямым доказательством их аллювиального происхождения. Но на самом деле никаких следов подобных форм рельефа на "красных равнинах" Кубы не существует, и в этом легко убедиться и при полевых наблюдениях, и при дешифровке аэрофотоснимков. Видимо, высказавшись довольно острожно о возможности морского происхождения красноцветных осадков, Ф. Немец и его соавторы отказались от этого предположения главным образом потому, что оно слишком далеко отходило от концепций, ставших на Кубе традиционными. После этого в их распоряжении не оставалось ничего лучшего, чем предположение об аллювиальном происхождении этих осадков, а приняв это предположение, они, естественно, должны были считать, что красноцветные осадки слагают конусы выноса и дельты.

Аккумулятивные аллювиальные равнины с уже завершенным процессом накопления аллювия могут и не иметь на своей поверхности таких форм рельефа, как конусы выноса и внутренние дельты. Но мощность аллювия на аккумулятивных равнинах, имеющих такие же размеры, как "красные равнины" Кубы, не может быть меньше нескольких десятков метров. Незначительная мощность осадков формации Вильяроха, увеличивающаяся только над понижениями закарстованной поверхности известняков, подстилающих формацию, показывает, что "красные равнины" — это не флювиальные формы рельефа, а осадки формации Вильяроха — не аллювиальные отложения.

Предположение о делювиально-пролювиальном происхождении красноцветных осадков связывает их формирование с интенсивным плоскостным и русловым смывом продуктов выветривания со склонов возвышенностей во время тропических ливней и с накоплением смытого материала на равнинах, затапливаемых ливнями. Одним из аргументов против этого предположения мы считаем отсутствие красноцветных осадков формации Вильяроха на южной прибрежной равнине Пинар-дель-Рио. Эта равнина находится в одинаковых климатических и орографических условиях с "красными равнинами" провинций Гавана и Матансас. Почему же на ней после накопления осадков формации Гевара осадконакопление вообще не возобновлялось? Эта ситуация несомненно противоречит предположению о делювиально-пролювиальном происхождении осадков формации Вильяроха. Если же считать эти осадки морскими, то достаточно допустить, что во время трансгрессии Вильяроха равнина Пинар-дель-Рио была относительно поднят участком, не заливавшимся морем.

Самые веские доводы против предположений о делювиально-пролювиальном и любом другом субазральном (континентальном) происхождении красноцветных осадков формации Вильяроха вытекают из палеогеографического анализа литологических особенностей этих осадков и подстилающих их осадков формации Гевара. Этот анализ свидетельствует о следующей последовательности событий со времени накопления формации Гевара до послевильярохского времени.

1. Накопление осадков формации Гевара с глинистым материалом преимущественно смектитового состава.

2. Прекращение осадконакопления; интенсивное химическое выветривание, формирование коры выветривания развитого типа; трансформация смектитов в каолинит-смектиты, появление пестроцветных окрасок за счет профильного перераспределения материала, формирование железистых конкреций и латеритных панцирей.

3. Накопление красноцветных осадков формации Вильяроха с преобладанием смешанослойных каолинит-смектитов в глинистом материале и с перетолженными железистыми конкрециями, играющими роль гравия и гальки.

4. Прекращение осадконакопления; выветривание, гораздо менее интенсивное, чем ранее (разрушения глинистых минералов не происходит, а профильное перераспределение материала ограничено карбонатами).

Если считать, что накопление осадков формации Вильяроха происходило в субэвразных условиях, то его начало можно объяснять достаточно правдоподобно только увеличением количества атмосферных осадков — сменой аридного климатического цикла плювиальным. Но интенсивное химическое выветривание в период, непосредственно предшествовавший накоплению этих осадков, могло происходить только в условиях весьма влажного климата. Как отмечалось в предыдущей главе, кора выветривания развитого типа формировалась на равнинах Кубы, в условиях значительного годового количества осадков — не менее 1800 мм, т.е. на 600—700 мм больше, чем в настоящее время. Это никак не вяжется с представлениями об аридных климатических циклах.

Чередование периодов осадконакопления с периодами субэвразного выветривания накопленных осадков проще, логичнее и правдоподобнее объяснить чередованием трансгрессий и регрессий, скорее всего гляциозэвразных, а отсутствие следов последних (позднеплейстоценовых) трансгрессий на "красных равнинах" — послевильярохским поднятием Кубы.

Чтобы завершить разбор всех возможных предположений о происхождении красноцветных осадков формации Вильяроха, отметим, что предположение об их озерном происхождении не может быть принято потому, что при попытке определить границы озер, в которых могли бы накапливаться эти осадки, оказывается, что все эти озера должны были соединяться друг с другом и с открытым морем. Единственным исключением можно считать межгорную депрессию Сумидеро — Виньялес в провинции Пинар-дель-Рио, где осадки формации Вильяроха действительно отлагались в замкнутых водоемах, не имевших, по-видимому, поверхностного соединения с морем. Однако само возникновение этих водоемов, несомненно, было связано с морской трансгрессией, вызывавшей резкий подъем уровня грунтовых карстовых вод. Нам кажется вполне вероятным и прямое проникновение вод трансгрессировавшего моря в эту депрессию через многочисленные карстовые пустоты в окаймляющих ее известняковых возвышенностях.

Подводя итог проведенному анализу всех возможных способов образования красноцветных глин и песков формации Вильяроха, мы хотели бы подчеркнуть, что не считаем свое предположение об их морском происхождении безоговорочно доказанным. Несомненно необычный для морских осадков внешний облик этих отложений, резко отличающихся от терригенных отложений трансгрессии Гавара, имевшей примерно такие же размеры, как и трансгрессия Вильяроха, все-таки оставляет какое-то место для сомнений в правильности наших заключений. В будущем, возможно, удастся обнаружить новые факты, противоречащие нашему предположению и свидетельствующие в пользу каких-либо иных представлений. Однако в настоящее время предположение о морском происхождении формации Вильяроха приходится признавать наиболее правдоподобным из всех возможных.

Здесь уместно отметить, что один из пионеров геологического изучения Кубы, Дж. Спенсер еще в конце прошлого века высказывал мнение о том, что встреченные им в провинции Матансас плоские вершинные поверхности высотой более 300 м над уровнем моря представляют собой морские террасы, а также включал в состав выделенной им морской плейстоценовой формации Сапата "красные суглинки" мощностью 0,3—3 м [Spencer, 1895]. Правда, сведения о распространении этой формации позволяют думать, что, кроме красных глин и песков формации Вильяроха, Дж. Спенсер включал в нее и более молодые красноцветные осадки, выделяемые нами в формации Саладо. Однако сути дела это не меняет, так как литологические особенности и формы залегания формаций Вильяроха и Саладо достаточно близки, для того чтобы предполагать их одинаковое происхождение. Таким образом, Дж. Спенсер на три четверти столетия предвосхитил развиваемое нами положение о существенной роли морской абразии и морского осадконакопления в плейстоценовом этапе геологического развития Кубы, положение, включающее в себя признание морского происхождения красноцветных отложений формации Вильяроха.

Конечно, Дж. Спенсер располагал весьма ограниченным количеством фактов, и его стратиграфические и палеогеографические выводы, кроме идей, полностью подтверждающихся в настоящее время, содержат также немало ошибок, неизбежных при том уровне геологической изученности Кубы, который существовал в прошлом веке. Мы ссылаемся на эту работу не для того, чтобы использовать представления Дж. Спенсера в качестве дополнительных доказательств правильности наших выводов, а лишь для того, чтобы отдать должное блестящей геологической интуиции этого исследователя. Остается только пожалеть, что его идеи в свое время не были оценены по достоинству.

Красноцветные отложения, выполняющие днища нешироких речных долин и сливающиеся в один уровень с осадками формации Вильяроха, залегающими на равнинах, частично, вероятно, представляют собой морские отложения ингрессионной эстуариевой фации, а частично могут быть и аллювием, накапливавшимся одновременно с формацией Вильяроха и не переработанным впоследствии из-за отмирания отлагавших его ручьев. Специальные детальные исследования этих образований могут дать новые чрезвычайно интересные данные для дальнейшего изучения проблемы происхождения красноцветных отложений Кубы.

Положение формации Вильяроха в местной стратиграфической шкале определяется довольно точно. Она залегает на отложениях формации Гевара, отделяясь от них перерывом в осадконакоплении, во время которого на этих отложениях была сформирована кора выветривания развитого типа. Продолжительность этого перерыва вряд ли была значительной, так как в большинстве случаев формации Гевара и Вильяроха залегают на одних и тех же поверхностях выравнивания и участвуют в тектонических деформациях вместе. В то же время кора выветривания развитого типа отсутствует на осадках формации Вильяроха. Очевидно, перерыв, отделяющий эту формацию от более молодых образований, следует относить уже к следующему крупному подразделению местной климатостратиграфической шкалы антропогена — к "сухому" плейстоцену.

Взаимоотношения формации Вильяроха с более молодыми образованиями приходится устанавливать главным образом на основе геоморфологических данных. В северо-восточной части провинции Гавана отложения формации Вильяроха подходят почти вплотную к берегу, залегая здесь на реликтах поверхности выравнивания высотой 80—100 м. Эта поверхность крутым уступом обрывается к низкой прибрежной террасе (5—10 м), сложенной известняками Хайманитас. Эта геоморфологическая ситуация свидетельствует о том, что формация Вильяроха древнее известняков Хайманитас. Упомянутый ранее (с. 61) случай залегания золианитов Санта-Фе на осадках формации Вильяроха (обнажение в районе Эль-Мегано) сам по себе, может быть, и не должен использоваться для установления возрастных соотношений, поскольку это единственное обнажение, нуждающееся к тому же в более детальном изучении. Но в совокупности с геоморфологическими данными обнажение Эль-Мегано можно включить в комплекс доказательств того, что формация Вильяроха древнее группы Хайманитас, в состав которой, как будет показано ниже, входит и формация Санта-Фе.

Никаких данных о климатических условиях времени трансгрессии Вильяроха в нашем распоряжении не имеется. Однако, имея в виду, что резкая активизация тектонических поднятий Кубы началась, как будет показано в следующей главе, уже в послевильярохское время, и полагая, что она скорее всего совпала во времени со столь же резким изменением климата, мы приходим к выводу, что границу между "влажным" и "сухим" плейстоценом Кубы правильнее проводить не по подошве, а по кровле формации Вильяроха, включая эту формацию в состав "влажного" плейстоцена.

ТЕРРИГЕННЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ "СУХОГО" ПЛЕЙСТОЦЕНА КУБЫ

Верхняя часть плейстоцена Кубы — "сухой" плейстоцен — включает в себя терригенные формации Сабаналамар, Хамайка, Камачо и Сигуанеа и карбонатные отложения, среди которых разными авторами выделялись формации Хайманитас, Касабланка, Санта-Фе и др. Проблема стратиграфического расчленения этих карбонатных отложений и солодчинения выделявшихся ранее подразделений заслуживает специального рассмотрения. Поэтому мы предпочли выделить ее в специальный раздел и остановиться вначале на характеристике терригенных формаций "сухого" плейстоцена.

ФОРМАЦИЯ САБАНАЛАМАР

Галечники, иногда слабо сцементированные конгломераты с прослоями и линзами песков и глинистых песков серого и зеленовато-серого цвета (такой же цвет имеет и цемент галечников); характерным внешним признаком формации является развитая на ее осадках красная карбонатная почва.

Отложения формации Сабаналамар имеют полимиктовый состав. В гальке присутствуют местные породы: силициты, эпидозиты, зеленокаменно измененные (пропилитизированные) вулканиты, в некоторых разрезах также серпентиниты, кристаллические сланцы, амфиболиты, известняки и т.п. Галька, как правило, хорошо окатана. Песчано-алевритовая фракция содержит обломки тех же пород, а также кварц, халцедон, эпидот, полевые шпаты, роговые обманки, слюды, цеолиты, хлорит, кальцит, гипс и т.п.

Цемент галечников известковисто-глинистый или преимущественно известковистый. Карбонатный материал цемента представлен кальцитом, а в глинистом материале всех исследованных разрезов преобладают смектиты, идентифицирующиеся в одних разрезах по рефлексу $d/n = 12,6 \text{ \AA}$, в других — по рефлексу $d/n = 14,1 \text{ \AA}$. В первом случае в глинистом материале присутствуют также метагаллуазит, во втором — хлорит и гидрослюды. В некоторых разрезах отмечен палыгорскит.

Источником глинистого материала осадков формации Сабаналамар, несомненно, были пропилитизированные вулканиты и породы зон аргиллизации в серпентинитовых массивах. Оптические и рентгенодифрактометрические исследования обломков вулканитов из формации Сабаналамар показали, что в большинстве случаев основная масса и большая часть вкрапленников замещены смектитами. Встречается в обломках и метагаллуазит, который иногда развивается по порфиристым выделениям плагиоклазов.

Кора выветривания примитивного типа и венчающая ее красная карбонатная почва, которая служит характерным внешним признаком формации, были подробно охарактеризованы в предыдущей главе (см. с. 25–26).

Типовое местонахождение. Обрыв правого берега р. Сабаналамар в 3 км к северо-востоку от г. Сан-Антонио-дель-Сур, провинция Гуантанамо. Координаты: 160,0 N и 713,6 E.

Галечники формации Сабаналамар слагают поверхность террасовидной площадки высотой около 40 м над уровнем моря и около 25 м над руслом р. Сабаналамар. Они имеют мощность 2–3 м и залегают на доплейстоценовых породах.

Дополнительное типовое местонахождение. Обрыв левого берега р. Баямо на юго-западной окраине г. Баямо возле пересечения реки старой дорогой на Мансанильо, провинция Гранма. Координаты: 190,2 N и 518,6 E.

Галечники слагают поверхность аккумулятивной равнины Кауто, имеют мощность 4–5 м и залегают на осадках формации Баямо.

Распространение и условия залегания. Галечники формации Сабаналамар встречаются только на востоке Кубы, в районах с годовым количеством осадков менее 1200 мм. Более или менее крупные выходы формации известны в бассейне Кауто, главным образом на водоразделе рек Баямо и Каутильо, где эти галечники слагают поверхность аккумулятивной равнины Кауто, располагаясь примерно на одном уровне с отложениями более молодых формаций Хамайка и Камачо. К сожалению, непосредственных контактов ни с более молодым, ни с более древними отложениями наблюдать в обнажениях не удалось. На крайнем юго-востоке Кубы, в межгорных депрессиях района Тортугилья — Имиас галечники Сабаналамар слагают самые высокие террасовидные площадки, поднимающиеся над уровнем рек на 20–30 м и располагающиеся над террасами, сложенными осадками более молодой формации Хамайка.

Говоря об этих террасах и об их высоте над современными реками, следует иметь в виду, что общие очертания образованных ими поверхностей, как правило, соответствуют очертаниям межгорных депрессий, а не рисунку сети речных долин, секущих депрессии.

Видимые мощности галечников формации Сабаналамар обычно не превышают нескольких метров.

Происхождение и возраст. Литологические особенности осадков формации Сабаналамар в первую очередь наводят на мысль об их аллювиальном происхождении. Однако тот факт, что сложенные ими поверхности не обнаруживают в своем размещении очертаний, характерных для речных долин, заставляет думать скорее о морских прибрежных равнинах с высокой энергией волноприбойных процессов. Конечно, для уверенного определения происхождения галечников формации Сабаналамар фактов

пока еще недостаточно, и хотя предположение об их прибрежно-морском происхождении кажется нам наиболее вероятным, оно не исключает возможного участия в строении формации аллювиальных фаций.

Геоморфологическая позиция галечников Сабаналамар, слагающих террасовидные площадки в межгорных депрессиях района Тортугилья — Имиас, позволяет считать их образованием, более древним, чем формация Хамайка, и более молодым, чем формация Вильяроха, отложения которой в этом районе подняты тектоническими движениями на значительно большую высоту. В бассейне Кауто галечники Сабаналамар залегают стратиграфически выше формации Баямо и стратиграфически ниже формации Камачо. Будучи моложе формации Вильяроха, формация Сабаналамар, очевидно, относится уже к "сухому" плейстоцену. В то же время она, несомненно, древнее двух других терригенных формаций "сухого" плейстоцена, распространенных в тех же районах (формации Хамайка и Камачо), и может быть отнесена к самому началу "сухого" плейстоцена. Красная почва, развитая на галечниках Сабаналамар, подтверждает правильность этого определения их стратиграфического положения, так как подобные почвы обычно формируются в условиях недостаточного увлажнения [Walker, 1967], но, по-видимому, требуют для своего возникновения довольно длительного времени.

К сожалению, нам не удалось наблюдать непосредственных контактов формации Сабаналамар с известняками Хайманитас, также относящимися к "сухому" плейстоцену. Геоморфологический анализ тоже не дает достаточно надежного основания для суждений о возрастных соотношениях этих образований. Как будет показано далее, известняки Хайманитас представляют собой сложное образование, возникшее в результате нескольких трансгрессий. Нам представляется наиболее вероятным, что галечники формации Сабаналамар накапливались во время одной из этих трансгрессий и, таким образом, представляют собой толщу, одновозрастную с какой-то частью карбонатной толщи Хайманитас. Возможное присутствие в составе формации Сабаналамар аллювиальных фаций может, впрочем, говорить о том, что время накопления ее осадков вообще не совпадало ни с одной из плейстоценовых трансгрессий.

ФОРМАЦИЯ ХАМАЙКА

Галечники с рыхлым глинисто-карбонатным цементом серого и желтовато-серого цвета; содержат прослои и линзы песков и суглинков того же цвета.

Отложения имеют полимиктовый состав. Галька представлена местными породами: зеленокаменно измененными вулканитами и силицитами, серпентинитами, кристаллическими сланцами, известняками. В песчано-алевритовой фракции, кроме обломков тех же пород, присутствуют кварц, полевые шпаты, амфиболы, пироксены, биотит, эпидот, хлорит и т.п. В глинистом материале цемента преобладают смектиты, присутствуют слюда-смектиты, хлориты, гидрослюды. В некоторых образцах, принадлежность которых к формации Хамайка, впрочем, не бесспорна, обнаружены также минералы группы серпентина, кварц и полевые шпаты, а по данным ИК-спектрометрии можно предполагать присутствие каолинит-смектита.

От формации Сабаналамар формация Хамайка отличается главным образом тем, что на ней развита не красная, а серо-коричневая карбонатная почва. Процесс внутрипочвенного выветривания выражается главным образом в растворении карбонатного материала в пределах поверхностного дерново-гумусового горизонта (мощность 0,3—0,4 м). Большая часть этого материала отлагается в иллювиальном горизонте (мощность до 1 м) в виде пелитоморфного кальцита и люблинита. Каких-либо изменений глинистых минералов не отмечается.

Формация Хамайка, как и формации Датиль и Баямо, была выделена в 1976 г. в ходе геологической съемки восточной Кубы Э. Надем и Х. Оро, которые предположили, что формация имеет плиоценовый возраст. На наш взгляд, это вряд ли соответствует действительности. Из приведенного ими описания формации мы заимствовали только сведения о типовом местонахождении.

Типовое местонахождение. Дорожная выемка на шоссе Гуантанамо — Фелисидад-де-Ятерас в 6 км к северу от поселка Хамайка, провинция Гуантанамо. Координаты: 178,6 N и 678,1 E.

В верхней части выемки, пересекающей отдельную останцовую возвышенность, обнажены галечники формации Хамайка, слагающие плоскую вершинную поверхность этой возвышенности и имеющие мощность около 1 м. Галечники залегают на олигоцен-миоценовых известняковистых песчаниках формации Макей.

Распространение и условия залегания. Галечники формации Хамайка слагают мощные (1–3 м) покровы на плоских вершинах останцовых возвышенностей, видимо, сохранившихся от разрушения обширной прибрежной равнины в окрестностях Гуантанамо. Абсолютные отметки реликтов этой равнины на юге составляют 20–30 м, а к северу увеличиваются до 140 м. Относительные высоты реликтовых возвышенностей — 5–10 м. Кроме того, этими же галечниками и песками сложены невысокие (5–10 м над уровнем современных рек) террасовидные площадки в межгорной депрессии Тортугилья — Имиас; эти площадки примыкают к более высоким террасам, сложенным с поверхности формацией Сабаналамар. Мы считаем возможным отнести к формации Хамайка косослоистые пески и галечники, слагающие поверхность аккумулятивной равнины Кауто в ее северо-западной части (карьер Охо-де-Агуа), хотя полной уверенности в правильности этого решения у нас нет.

Видимая мощность галечников и песков формации Хамайка редко превышает 5 м.

Происхождение и возраст. Галечники формации Хамайка не отличаются от галечников формации Сабаналамар ни литологическими особенностями, ни формами залегания. Очевидно, предположения, высказанные относительно происхождения формации Сабаналамар (см. с. 67), применимы и к формации Хамайка. Мы полагаем, что, по крайней мере на юго-востоке Кубы, в пределах провинции Гуантанамо, формация Хамайка имеет, скорее всего, прибрежно-морское происхождение. Резкие литологические отличия галечников формаций Хамайка и Сабаналамар от песков и глин других терригенных формаций плейстоцена объясняются, по-видимому, более высокой активностью волноприбойных процессов в зонах их накопления, а также особенностями поступления терригенного материала в эти зоны. Если накопление песков и глин шло главным образом за счет материала, поставляемого вдольбереговыми потоками и абразией затопляемой суши в условиях низкой активности волноприбойных процессов, то главным источником материала формаций Хамайка и Сабаналамар, несомненно, были реки и ручьи, стекавшие с суши, обладавшей достаточно круто-склонным рельефом.

Сложнее решать вопрос о происхождении песков и галечников бассейна Кауто. Как уже говорилось, у нас нет полной уверенности в их принадлежности к формации Хамайка. Может быть, правильнее было бы включать эти осадки в группу аллювиальных отложений "сухого" плейстоцена, которые особенно широко развиты в центральных провинциях Кубы, где они подстилают формацию Камачо, слагая основание низких прибрежных равнин, а иногда слагают речные террасы высотой 20–25 м. Вообще, провести четкую границу между галечниками формации Хамайка и этим аллювием "сухого" плейстоцена очень нелегко. Полимиктовый состав и тех и других отложений отражает главным образом особенности местных источников питания, и различия в составе не могут служить основой для проведения границы между этими двумя подразделениями. Поэтому в тех случаях, когда формы залегания галечников не позволяют предпочитать ни одного из альтернативных предположений о их происхождении, этот вопрос приходится решать условно.

К сказанному нужно добавить, что, считая галечники формации Хамайка, скорее всего, прибрежно-морским образованием, мы все-таки не можем полностью исключить возможности их аллювиального происхождения. Это означает, что вопрос относительно обоснованности выделения формации Хамайка нельзя считать окончательно решенным. Только дополнительные детальные исследования и тщательный палеогеографический анализ могут решить и этот вопрос, и вопрос о критериях определения границы между аллювием "сухого" плейстоцена и формацией Хамайка. Пока же мы предлагаем относить к этой формации только галечники депрессии Тортугилья — Имиас, не имеющие красной почвы, галечники останцовых возвышенностей в окрестностях Гуантанамо и пески и галечники, слагающие поверхность аккумулятивной равнины Кауто в ее северо-западной части (район карьера Охо-де-Агуа).

Строение рельефа в районе непосредственного контакта между формациями Хамайка и Сабаналамар (депрессия Тортугилья — Имиас) свидетельствует о том, что формация Хамайка моложе формации Сабаналамар. Это подтверждается и сравнением почв, развитых на осадках этих формаций, которое показывает, что красная почва, развитая на формации Сабаналамар, формировалась дольше, чем серо-коричневая почва на формации Хамайка. Очевидно, принадлежность формации Хамайка к верхней части "сухого" плейстоцена не вызывает особых сомнений.

О взаимоотношениях формации Хамайка с формацией Камачо можно судить на примере песков и галечников северо-западной части аккумулятивной равнины Кауто. Здесь, на периферии участка, где эти осадки слагают поверхность равнины, появляются глины формации Камачо, перекрывающие пески и галечники. Мы интер-

претируем эти взаимоотношения как результат того, что формирование глин Камачо начиналось еще до завершения формирования песков и галечников и продолжалось после него. Именно эта интерпретация возрастных соотношений формаций Хамайка и Камачо отражена в табл. 3. К сожалению, эти пески и галечники отнесены к формации Хамайка только условно, и полной уверенности в том, что табл. 3 отражает действительное стратиграфическое положение этой формации, у нас нет. Может быть, формация Хамайка древнее, чем мы думаем, и ближе по возрасту не к формации Камачо, а к формации Сабаналамар.

ФОРМАЦИЯ КАМАЧО

Зеленовато-серые, темно-серые и бурые глины и глинистые пески, иногда с гравием и мелкой галькой; обладают неясной горизонтальной слоистостью; содержат мелкие (до 0,5 мм в поперечнике) железисто-марганцевые конкреции, серые карбонатные желваки, которые иногда образуют маломощные горизонты в базальной части толщи, и, в некоторых районах, — кристаллы и друзы гипса.

Отложения, как правило, засолены, особенно на равнине Кауто, где среднее содержание растворимых в воде солей составляет 0,5—0,7% при содержании хлор-иона 0,10—0,15%; максимальное содержание хлор-иона, присутствие которого связано, по всей вероятности, с морским происхождением отложений, достигает 0,35% [Соколовский, 1967].

Обломочный материал осадков формации Камачо имеет полимиктовый состав. В песчано-алевритовой фракции определены кварц, плагиоклазы, роговые обманки, биотит, пироксены, эпидот, обломки кремнистых пород, зеленокаменно измененных вулканитов и серпентинитов; изредка встречаются окатанные железистые конкреции галечной размерности.

Глинистый материал отличается спутанно-волокнистой текстурой. В нем преобладают смектиты, и лишь в некоторых образцах в качестве незначительной примеси обнаружены каолинит-смектит и хлорит. Примесь каолинового материала в глинистой фракции осадков формации Камачо подтверждается данными ИК-спектроскопии.

В глинах формации Камачо постоянно встречаются тонкокристаллические выделения кальцита. Судя по тому, что некоторые карбонатные агрегаты имеют форму правильных миндалин, среди них, возможно, встречаются скелеты известковистых водорослей. Наряду с ними обычны точечные кристаллы кальцита, вероятно, хемогенного происхождения.

Вторичные изменения осадков формации Камачо, связанные с выветриванием и почвообразованием, приводят к формированию черной слитой почвы. Минеральные преобразования незначительны, в большинстве случаев они не приводят даже к образованию дисперсного карбонатного вещества, и почва вскипает с 2%-ной соляной кислотой прямо с поверхности.

Типовое местонахождение. Карьер на правом берегу р. Сагуа-ла-Чика в 5,5 км к западу от поселка Камачо в 2 км к югу от усадьбы Сан-Ласаро, провинция Вилья-Клара. В стенках карьера видно, что вся поверхность равнины, на которой он располагается, сложена зеленовато-серыми глинами с редким гравием. Мощность глин около 2 м; в их основании присутствует маломощный (около 0,4 м) горизонт карбонатных "журавчиков". Глины залегают на косослоистых песках, суглинках и галечниках, представляющих собой, по-видимому, аллювиальные отложения.

Распространение и условия залегания. Формация Камачо слагает низкие прибрежные равнины в провинциях Вилья-Клара, Санти-Спиритус, Сьего-де-Авила, Камагуэй, Лас-Тунас; в провинции Гранма она довольно глубоко проникает в бассейн Кауто. В провинции Пинар-дель-Рио мы встретили только один небольшой участок развития осадков этой формации — возле маяка Гобернадора; такие небольшие участки, возможно, присутствуют и в других провинциях Кубы. Наклонные прибрежные равнины, сложенные с поверхности отложениями формации Камачо, в своих приморских частях обычно окаймляются мангровыми зарослями или узкими полосами современных пляжей, а в предгорных частях поднимаются обычно до высоты 20—30 м.

Очень часто формация Камачо залегают на аллювиальных отложениях, выполняющих древние долины и обладающих мощностью до 30 м, а иногда, возможно, и более. В других случаях отложения формации лежат главным образом на доплейстоценовых образованиях, и только возле маяка Гобернадора они перекрывают толщу известняков, ракушечников и конгломератов с красным известковистым цементом, несомненно относящуюся к молодым плейстоценовым образованиям, входящим в состав группы Хайманитас. Это единственное обнажение в какой-то степени представляет

собой исключение из правил, так как между формацией Камачо и широко распространенными на Кубе известняками и калькаренитами Хайманитас существует определенная "антагонистичность". Как правило, на берегах, окаймленных известняками Хайманитас, отложения формации Камачо не встречаются. Мощности формации Камачо обычно колеблется от 1 до 3 м, а во многих случаях не достигает и 1 м.

Происхождение и возраст. Литологические характеристики формации Камачо, формы ее залегания, тесная пространственная связь ее отложений с такой характерной формой рельефа, как прибрежная морская равнина, засоленность этих отложений и высокое содержание в них хлор-иона — все это не оставляет сомнений в морском происхождении осадков этой формации.

Пространственные взаимоотношения формации с такими голоценовыми образованиями, как отложения мангровых зарослей, пляжевые отложения и аллювий рек, долины которых врезаны в поверхность прибрежной равнины в ее предгорной части на глубину 20—25 м, позволяют достаточно уверенно относить ее к плейстоцену, а отсутствие каких-либо следов интенсивного химического выветривания ее осадков свидетельствует о ее принадлежности к "сухому" плейстоцену. Неутраченная пространственная связь прибрежной равнины, сложенной с поверхности осадками формации Камачо, с современной береговой линией и непосредственное примыкание голоценовых образований к осадкам формации Камачо свидетельствует о том, что формирование этих осадков было связано с последней плейстоценовой трансгрессией и что формация Камачо венчает разрез "сухого" плейстоцена местной стратиграфической шкалы.

На Кубе эта последняя трансгрессия могла соответствовать, как и на Бермудских островах, средневисконсинскому межледниковью или "ярсусу" 3 схемы Н. Шеклтона и Н. Опдайка, возраст которого определен этими авторами как интервал 32 000—64 000 лет назад [Schackleton, Opdyke, 1973, 1976], а исследователями плейстоцена Бермудских островов — как интервал 20 000 — 40 000 лет назад [Land et al., 1967, p. 1002, fig. 5]. Однако нельзя исключить и возможность того, что эта трансгрессия происходила во время сангамонского межледниковья и соответствовала "ярсусу" 5 схемы Н. Шеклтона и Н. Опдайка.

Более подробно вопрос о корреляции формации Камачо с общей стратиграфической шкалой плейстоцена мы рассмотрим в следующем разделе при разборе вопроса о возрасте карбонатных формаций группы Хайманитас. Пока же отметим, что взаимоотношения глин формации Камачо с карбонатными отложениями возле маяка Губернадора позволяют предполагать, что эти глины несомненно моложе нижних горизонтов толщи известняков и калькаренитов Хайманитас, что же касается верхних горизонтов этой толщи, то глины Камачо могут быть и моложе их, и одновозрастны с ними, так как наблюдавшийся нами контакт может отражать и фациальный переход. Хотя единственное обнажение возле маяка Губернадора и нельзя считать надежной основой для такого предположения, само предположение кажется нам достаточно правдоподобным, так как хорошо согласуется с представлениями о том, что формация Камачо возникла во время последней плейстоценовой трансгрессии.

ФОРМАЦИЯ СИГУАНЕА

Белые, светло-серые и желтовато-серые преимущественно кварцевые мелко- и среднезернистые пески, иногда крупнозернистые, с прослоями гравия и мелкой гальки; часто обладают косой слоистостью.

Содержание глинистого материала незначительно. Обломочный материал имеет олигомиктовый состав. Кроме кварца, резко преобладающего над прочими минералами, присутствуют дистен, ставролит, турмалин, ильменит, рутил, лейкоксен, циркон, гранат, хорошо окатанные обломки железистого латеритного панциря.

Типовое местонахождение. Карьер в юго-западной части о. Хувентуд в 2 км к востоку от отеля "Колони", располагающегося на берегу бухты Сигуанеа, в 1,8 км к северу от возвышенности Сигуанеа и в 400 м к юго-западу от посадочной площадки для небольших самолетов. Координаты: 202,4 N и 296,5 E.

Стенки карьера вскрывают светло-серые кварцевые пески на глубину около 1,5 м.

Распространение и условия залегания. Пески формации Сигуанеа распространены только на о. Хувентуд. Они окаймляют его берега почти непрерывной полосой, причем на юге эта полоса протягивается севернее болот Ланьер, отделяясь от побережья этими болотами и примыкающей к ним с юга прибрежной равниной, сложенной с поверхности калькаренитами и известняками Хайманитас.

Пески слагают с поверхности низкие, слегка наклонные прибрежные равнины, поднимающиеся до высоты 5—10 м над уровнем моря. Хотя эти равнины в общем отличаются от

более высоких равнин внутренних частей о. Хувентуд несколько меньшей расчлененностью, четких границ между этими формами рельефа, как правило, не существует.

В ряде случаев формация Сигуанеа подходит непосредственно к морю и погружается под его уровень. Формирующиеся на таких участках современные пляжи возникают за счет перемива песков формации Сигуанеа, и голоценовые пески этих пляжей литологически не отличаются от более древних песков. Чаше формация Сигуанеа отделена от моря полосой мангровых зарослей.

Вдоль всего западного побережья о. Хувентуд тянется невысокий (6—7 м над уровнем моря) волноприбойный вал, сложенный формацией Сигуанеа, которая представлена здесь белыми кварцевыми галечниками с большим количеством гравия. Описание этой аккумулятивной формы рельефа и подробный разбор вопроса о возрасте слагающих ее отложений были недавно опубликованы [Карташов, Майо, 1976, с. 7, 8]. Геоморфологический анализ показывает, что этот вал не мог быть сформирован так называемой фландрской трансгрессией, само существование которой мы подвергаем сомнению, и что его возникновение связано, скорее всего, с последней позднеплейстоценовой трансгрессией.

Формация Сигуанеа залегает в большинстве случаев на отложениях формации Гуане, широко распространенной на о. Хувентуд и формации Гевара, встречающейся здесь несколько реже. Иногда пески формации Сигуанеа залегают непосредственно на породах метаморфического комплекса о. Хувентуд. Мощность осадков формации Сигуанеа обычно составляет 2—3 м и редко превышает 5 м.

Происхождение и возраст. Литологические характеристики осадков формации Сигуанеа, их тесная пространственная связь с прибрежными равнинами, практически ничем не отличающимися от равнин, перекрытых осадками формации Камачо, и, наконец, существование такой характерной аккумулятивной формы рельефа, как упомянутый выше волноприбойный вал, не оставляют сомнений в том, что формация Сигуанеа представлена морскими осадками, которые можно рассматривать как фациальную разновидность формации Камачо.

Значительно лучшая сортированность осадков формации Сигуанеа и их более крупный материал объясняются, очевидно, главным образом более высокой энергией волноприбойных процессов в зоне их формирования. Особенности их минерального состава, несомненно, отражают характер источника питания, которым была неоднократно перетлаивавшаяся кора выветривания метаморфических пород о. Хувентуд. Неоднократный перемиыв коры выветривания был, по-видимому, также одной из причин хорошей сортированности осадков формации Сигуанеа.

КАРБОНАТНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ "СУХОГО" ПЛЕЙСТОЦЕНА КУБЫ И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ ТЕРРИГЕННЫЕ ОСАДКИ — ГРУППА ХАЙМАНИТАС

Рифовые известняки и калькарениты, слагающие низкую (3—5 м) прибрежную террасу северного побережья провинции Гавана и тесно связанные пространственно с современной береговой линией, в 1943 г. были выделены Х. Бродерманом в плейстоценовую формацию Хайманитас [Bermúdez, 1961]. Предложенное Х. Бродерманом типовое местонахождение этой формации возле бывшего клуба Билтмор было, по-видимому, уничтожено в ходе строительных работ в этом районе, и обнаружить его нам не удалось.

П. Бронниманн и Д. Ригасси предложили дополнительное типовое местонахождение формации Хайманитас — дорожную выемку в дюнном холме на шоссе Гавана — Мариель к западу от Санта-Фе. В стенках этой выемки обнажаются две толщи белесовато-желтоватых калькаренитов, разделенные маломощным (0,2—0,3 м) горизонтом розовой "ископаемой почвы". Калькарениты верхней толщи обладают тонкой косой слоистостью, а в тонкослоистых калькаренитах нижней толщи косая слоистость присутствует лишь местами. Эту нижнюю толщу П. Бронниманн и Д. Ригасси и отнесли к формации Хайманитас, верхнюю же толщу предложили считать типовым местонахождением формации Санта-Фе, представленной дюнными калькаренитами (золианитами). Они отметили, что в состав формации Хайманитас входят также "ракушечники, конгломераты и рифовые отложения, ассоциирующие в районе Хайманитас — Билтмор — Мирамар с калькаренитами, и коралловые образования современных береговых террас" [Brönnimann, Rigassi, 1963, p. 204].

Ш. Дюкло [Ducloz, 1963] распространил название "формация Хайманитас" на рифовые известняки и калькарениты северной и южной прибрежных зон провинции Матансас, сопоставил эту формацию с литологически сходными и занимающими такую

же геоморфологическую позицию образованиями юго-восточного побережья Соединенных Штатов и на основе этого сопоставления предположил, что она имеет сангамонский возраст. При этом он считал, что красноцветная "почва", местами перекрывающая известняки и калькарениты формации Хайманитас, имеет висконсинский возраст, а золианты Санта-Фе формировались уже в голоцене.

Исследования Е.В. Шанцера и его соавторов [1976] показали, что и в восточной Кубе карбонатные осадки, слагающие первую прибрежную террасу высотой до 20 м, ни по литологическим особенностям, ни по возрасту не отличаются от известняков и калькаренитов формации Хайманитас. Другое важное заключение этих исследователей состоит в том, что формация Хайманитас в большинстве случаев имеет двучленное строение, что ее верхние слои, представленные более рыхлыми, мелоподобными калькаренитами и, иногда, мергелистыми глинами, часто отделяются от нижних слоев четкой границей размыва и представляют собой, по-видимому, осадки отдельной трансгрессии. Иными словами, по мнению Е.В. Шанцера и его соавторов, формация Хайманитас в действительности состоит из двух формаций. Возраст нижней формации эти исследователи считают предположительно сангамонским, а возраст верхней — средневисконсинским, подкрепляя это предположение несколькими радиометрическими датировками [Шанцер и др., 1976, с. 68].

Не касаясь пока вопроса о возрасте верхних и нижних слоев формации Хайманитас, отметим, что наши наблюдения полностью подтверждают и несколько дополняют приведенные выше заключения Е.В. Шанцера и его соавторов. Наиболее важным дополнением мы считаем установленный нами факт существования фациальных переходов между известняками и калькаренитами верхних слоев формации Хайманитас и красными карбонатными глинами, также залегающими на нижних слоях этой формации. Переходные разновидности представлены розовыми ракушечными и ракушечно-коралловыми известняками и ракушечниками с красным глинистым цементом. Упомянутая Ш. Докло красноцветная висконсинская "почва" и красноцветные образования, залегающие на поверхности нижних слоев формации Хайманитас и названные Е.В. Шанцером и его соавторами "terra rossa", в действительности представляют собой осадочные терригенные и терригенно-карбонатные отложения, которые в некоторых участках побережья фациально замещают верхние слои карбонатной толщи Хайманитас.

Таким образом, Хайманитас — это не единая формация, а сложное образование, состоящее из нескольких разновозрастных формаций, обладающих различными литологическими особенностями. Это образование, очевидно, следует считать подразделением более высокого таксономического ранга — группой.

После ознакомления с описанием формации Касабланка [Brönnimann, Rigassi, 1963] у нас возникло мнение, что ее авторы выделили под этим названием карбонатные отложения верхних слоев группы Хайманитас. Ни литологическая характеристика формации Касабланка ("беловатые мелоподобные калькарениты"), ни список обнаруженных в ней моллюсков, в котором перечислены только "типично плейстоценовые гастроподы и пелециподы", не противоречат этому мнению. Особенно правдоподобным оно кажется в свете данных о том, что "конгломератоподобные отложения с красноцветной известковой основной массой, залегающие, по-видимому, несогласно на формации Морро к западу от типового местонахождения, составляют часть формации Касабланка" [Brönnimann, Rigassi, 1963, p. 205]. Очевидно эти данные указывают на отмеченную выше особенность верхних слоев группы Хайманитас — фациальное замещение белых карбонатных отложений красноцветными.

К сожалению, ознакомление с типовым местонахождением заставило нас отказаться от термина "формация Касабланка". Калькарениты этого обнажения не имеют видимых контактов с другими толщами, а их геоморфологическая позиция и литологические особенности не дают надежных оснований для корреляции ни с какой-либо из карбонатных формаций группы Хайманитас, ни с более древней формацией Ведадо, не исключая в то же время ни одной из этих возможностей. Поэтому в качестве временных названий двух карбонатных формаций группы Хайманитас мы употребляем термины "верхний" и "нижний" Хайманитас, а преимущественно терригенную красноцветную фазию верхнего Хайманитаса рассматриваем как отдельную формацию, предлагая для нее типовое местонахождение и название "формация Саладо".

Поскольку по правилам литостратиграфической номенклатуры название группы не должно совпадать с названием какой-либо из формаций, входящих в ее состав, для верхнего и нижнего Хайманитаса в дальнейшем нужно будет подобрать типовые местонахождения и соответствующие названия. Мы не ставили перед собой такой задачи, так как она не связана с практическими целями наших исследований. Для геологическо-

го картирования в масштабе 1 : 250 000 разделение группы Хайманитас на формации не только трудно осуществимо, но и практически нецелесообразно.

Верхний и нижний Хайманитас можно легко разделить только там, где поверхность размыва между ними хорошо выражена, а это наблюдается далеко не всегда. В тех случаях, когда на поверхности обнажается какая-либо одна из этих формаций, критериев для ее диагностики практически не существует. Наконец, площади распространения этих формаций в тех районах, где их сравнительно легко разделить, так же, как и площади распространения формации Саладо, настолько невелики, что изобразить их в масштабе карты практически невозможно. Поэтому мы предлагаем считать подразделением легенды этой карты нерасчлененную группу Хайманитас, выделяя из нее, может быть, только золианиты формации Санта-Фе.

Литературные данные о закономерностях взаимоотношений между морскими калькаренидами и золианитами, сравнительно хорошо изученных на Бермудских островах [Bretz, 1960; Land et al., 1967], и наши наблюдения за этими взаимоотношениями на северном побережье провинций Гавана и Матансас приводят нас к однозначному выводу о том, что золианиты Кубы, слагающие прибрежные дюны, относительная высота которых достигает 10 м, представляют собой субаэральные фации морских калькаренидов группы Хайманитас. На основе этого вывода мы включаем эти золианиты в состав группы Хайманитас. Постепенные переходы между морскими и донными калькаренидами удастся наблюдать не так часто, но не следует забывать о том, что фациальные переходы, формировавшиеся в условиях береговой линии, которая вряд ли была совершенно стабильной, могут выглядеть и как контакты разновозрастных образований. Кроме того, наши представления о строении группы Хайманитас заставляют считать, что золианиты этой группы, как и морские калькарениды, представлены двумя (а может быть, и больше чем двумя) разновозрастными толщами. Как будет видно из дальнейшего, это представление подтверждается наблюдениями многих исследователей.

Как упоминалось в начале этого раздела, золианиты группы Хайманитас были выделены в формацию Санта-Фе [Brönnimann, Rigassi, 1963], и это название получило широкое распространение в работах, касающихся плейстоцена Кубы. Мы будем называть формацией Санта-Фе¹ все золианиты группы Хайманитас, так как считаем, что для разделения их на разновозрастные формации пока еще не хватает фактических данных, хотя предположение о таком разделении уже было сделано [Franco, 1975].

Ш. Дюкло [Ducloz, 1963], относивший, как уже говорилось, формацию Санта-Фе к голоцену, отмечал в то же время существование в районе Гуанабо (провинция Гавана) более древних дюн, одновозрастных, по его мнению, с калькаренидами и известняками Хайманитас. Нужно отметить, что одним из оснований мнения Ш. Дюкло о голоценовом и сангамонском возрасте двух поколений золианитов северного побережья провинций Гавана и Матансас было заключение Дж. Бретца [Bretz, 1960] о формировании прибрежных дюн, сложенных золианитами, во время трансгрессий, а не во время регрессий, как считалось ранее [Sayles, 1931].

Г. Франко [Franco, 1975], кроме формации Санта-Фе, которую он отнес к позднему сангамону или, что по его мнению более вероятно, к послесангамонскому времени, выделил среди этих золианитов формацию Гуанабо, по его мнению более древнюю, чем группа (формация) Хайманитас. Из приводимых им описаний ясно, что кроме более древнего поколения золианитов, которое, по-видимому, действительно существует в этом районе, он включил в формацию Гуанабо морские калькарениды группы Хайманитас. Не возражая в принципе против предложения Г. Франко о разделении золианитов северного побережья провинций Гавана и Матансас на две разновозрастные формации, мы считаем, что окончательно принять это предложение можно будет только после проведения специальных детальных исследований.

По мнению Е.В. Шанцера и его соавторов, в том числе и Г. Франко, в районе северного побережья провинций Гавана и Матансас "можно выделить прежде всего донные накопления, более древние, чем какая-то часть формации Хайманитас, и противопоставить им дюны, более молодые, чем эти отложения, разделенные погребенными почвами на две-три генерации. Поскольку эти молодые генерации дюн перекрывают первую террасу и подрезаны голоценовыми абразионными уступами, их образование следует, очевидно, сопоставлять с моментами аридизации климата, в общем совпадающими по времени с последней предголоценовой регрессией" (Шанцер, и др., 1976, с. 66).

¹ Название "сланцы Санта-Фе" было использовано еще в 1901 г. для кварцево-сланцевых метаморфических толщ о. Хувентуд [Bermúdez, 1961]. Может быть, название "формация Санта-Фе" следует заменить.

Резюмируя заключения этих исследователей, мы можем добавить, что, во-первых, красноцветные и розовые прослои в золианитах не являются почвами, а представляют собой карбонатные и карбонатно-глинистые осадки, окрашенные гидроокислами железа, и знаменуют собой, скорее всего, не резкие, а сравнительно незначительные и, в масштабах геологического времени, непродолжительные изменения условий осадконакопления. Для точной палеогеографической интерпретации этих образований необходимы более детальные исследования. Во-вторых, наши наблюдения позволяют предполагать, что, кроме двух генераций золианитов формации Санта-Фе (двух формаций группы Хайманитас), существуют и более древние золианиты, являющиеся, вероятно, субаэральной фазией калькаренитов формации Ведадо (Авало). В настоящее время они сохранились от размыва или погребения более молодыми отложениями лишь в небольших разрозненных обнажениях. Примером этих золианитов могут, вероятно, служить косослоистые калькарениты, обнажающиеся в гигантском карьере севернее поселка Карлос-Рохас, провинция Матансас. Что касается расхождения во взглядах этих исследователей на возраст золианитов Кубы, то нашу точку зрения, не совпадающую ни с одной из изложенных выше, мы приведем несколько позже.

В описаниях формаций, входящих в группу Хайманитас, мы приводим сведения о типовом местонахождении только для формации Саладо, выделяемой впервые. Описание особенностей распространения и залегания, характеристики происхождения и предположения о возрасте отдельных формаций приведены для всей группы в целом после литологических характеристик формации Санта-Фе.

НИЖНИЙ ХАЙМАНИТАС

Органогенно-обломочные и органогенные известняки и калькарениты, буровато-серые и светло-серые, слабо консолидированные, иногда мелоподобные.

Фациальное строение этой толщи в значительной степени определяется особенностями строения шельфа, в пределах которого она формировалась.

На участках узкого шельфа, резко ограниченного со стороны моря большими глубинами, преобладают коралловые, мшанковые и ракушечные известняки. Прослои калькаренитов в разрезах этой фации занимают подчиненное положение. Встречаются линзы и прослои конгломератов с обломками, представленными в большинстве случаев известняками формации Авало (Ведадо), и кораллово-ракушечные известняки с окатанными обломками поруд алюмосиликатного состава песчано-гравийной размерности.

Микроскопические исследования показывают, что грубые скелетные остатки и обломки карбонатных пород в известняках этой фации цементированы песчано-алевритовым и пелитоморфным карбонатным материалом. В цементе много скелетных остатков фораминифер, игл морских ежей, мелкого ракушечного детрита и обрывков мшанок. Таким же материалом сложены и калькарениты. Перекристаллизация скелетного материала, как правило, слабая, иногда она практически отсутствует. Кораллы и раковины моллюсков образованы волокнистым карбонатным веществом, иногда с волнистым угасанием, а раковинки фораминифер — оранжевым метакolloидным карбонатом. В раковинах моллюсков нередко сохраняется цвет перламутрового слоя. Не видно отчетливых следов перекристаллизации и в пелитоморфном первичном цементе. Он образован криптокристаллическим карбонатным веществом с комковатой или метакolloидной структурой. Иногда вещество цемента образует концентрические оторочки вокруг мелких скелетных остатков или силикатных обломков. Такие участки породы приобретают пеллетоподобную структуру.

На широких шельфах фация известняков накапливалась преимущественно у их внешнего края. Так, на п-ове Гуанаакаибес и на южной прибрежной равнине о. Хувентуд можно наблюдать, как коралловые известняки с толстостенными раковинами моллюсков, обнажающиеся в современной береговой зоне, при продвижении от моря в направлении бывшей береговой линии фациально замещаются калькаренитами.

Фация калькаренитов представлена двумя субфациями, преимущественно фораминиферового и преимущественно пеллетового состава. На п-ове Гуанаакаибес и на некоторых участках северного побережья Кубы преобладают калькарениты, сложенные в основном раковинками фораминифер прекрасной сохранности и ракушечным детритом с примесью пеллетового материала. Иногда пеллеты размером до 0,1 мм становятся преобладающим компонентом породы. В этих калькаренитах нередко наблюдается косая слоистость, встречаются раковины моллюсков, живущих в настоящее время в прибрежной зоне, и наземных моллюсков. Именно эти калькарениты обнаруживают фациальные связи с золианитами формации Санта-Фе.

Калькаренины о. Хувентуд образованы скоплением пеллет, ооидов и оолитов размерами от 0,03 до 0,68 мм. Преобладают пеллеты и ооиды средних размеров (0,08—0,32 мм), отличающиеся присутствием концентрических оболочек (пеллеты) или имеющие одну внешнюю оторочку (ооиды). Оолиты, образованные серий концентрических оболочек, встречаются сравнительно редко, однако их можно видеть почти в каждом образце. Пеллеты, ооиды и оолиты имеют сферическую, эллипсоидальную или, реже, грушевидную форму. Нередко встречаются агрегаты из двух или нескольких (иногда более десяти) пеллет или ооидов, объединенных общей внешней оболочкой. Размер таких агрегатов достигает 3 мм. Концентрические оболочки иногда можно видеть и на обломках раковин моллюсков. Как правило, внутри пеллет, ооидов и оолитов находятся мелкие обломки раковин, непрозрачные включения органического вещества, зерна кварца или кальцита. Пеллеты, ооиды и оолиты располагаются на некотором расстоянии друг от друга в рыхлом карбонатном цементе базального типа. Иногда они соприкасаются, и тогда можно видеть следы их взаимного смятия.

Под микроскопом можно видеть, что калькаренины сложены дисперсным метаколлоидным карбонатным веществом, которое распознается по характерным оранжевым цветам интерференции. Снимки, полученные на электронном сканирующем микроскопе, показывают, что выделения карбонатного вещества обладают хлопьевидной или игольчатой формой.

Скелетные остатки кораллов, моллюсков и фораминифер в калькаренинах о. Хувентуд встречаются сравнительно редко, однако в северной, прибрежной части (по отношению к древней береговой линии) зоны их распространения калькаренины постепенно сменяются водорослевыми известняками с характерной комковато-сгустковой микроструктурой и пелитоморфными песчаными известняками с редкими обломками раковин моллюсков и раковинками фораминифер.

Перекристаллизация известняков и калькаренинов нижнего Хайманитаса обычно наиболее отчетливо выражена вдоль многочисленных пор, как биогенного происхождения так и первично-седиментационного (неплотная упаковка). В порах и по их стенкам часто развивается вторичная цементация тонкокристаллическим карбонатом. Часть скелетного материала в участках вторичной цементации растворяется, но оставшиеся обломки нередко сохраняют прижизненные метаколлоидные структуры. Характерно, что такое сохранение прижизненных структур никогда не встречается в известняках и калькаренинах более древней формации Авало.

Прямые рентгенографические определения известняков и калькаренинов нижнего Хайманитаса, а для некоторых образцов определения с введением внутреннего стандарта (кварца) показали, что они состоят главным образом из трех компонентов: арагонита, магнезиального кальцита и кальцита. Микроскопическое изучение шлифов, в том числе и окрашенных, показало, что раковины моллюсков, раковинный детрит, раковинки фораминифер и подавляющее большинство пеллет и ооидов образованы метаколлоидным арагонитом.

Перекристаллизация материала, связанная, очевидно, не столько с диагенезом, сколько с эпигенезом в субаэральной обстановке, сопровождается увеличением в составе раковинного материала магнезиального кальцита и кальцита. При этом полностью сохраняются мельчайшие детали органогенной структуры: породы. Эпигенетическая перекристаллизация, связанная с карстовыми процессами, приводит, кроме того, к появлению кристаллического кальцита в цементе или к полному уничтожению первичных органогенных структур.

Количество нерастворимого в 2%-ной соляной кислоте остатка в известняках и калькаренинах нижнего Хайманитаса в подавляющем большинстве случаев не превышает 1%, а в разрезах, удаленных от предполагаемой древней береговой линии на несколько километров, нерастворимый остаток нередко вообще отсутствует. Только в известняках восточной Кубы и южного побережья центральной Кубы (западнее г. Тринидада), содержащих заметное количество песчаных и гравийных зерен алюмосиликатных пород, количество нерастворимого остатка может составлять 10—30%.

Состав песчано-алевритовой фракции нерастворимого остатка зависит от местных источников сноса. На о. Хувентуд она содержит органическое вещество и единичные угловатые зерна кварца, в разрезах западной и центральной Кубы, кроме того, — роговые обманки, плагиоклазы и обломки зеленокаменно измененных эффузивов, а на востоке Кубы в ее составе появляются также зерна хлорита и обломки серпентинитов, кремнистых пород, эпидозитов и т.п.

Глинистый материал нерастворимого остатка также неоднороден. В северо-восточной части южной прибрежной равнины о. Хувентуд, в непосредственной близости от предполагаемого берега древнего моря, среди глинистых минералов нерастворимого

остатка преобладает смешанослойный каолинит-сметтит. Второстепенное значение имеют гидрослюдисто-сметтитовая и хлорит-сметтитовая ассоциации. При удалении от предполагаемой древней береговой линии в составе нерастворимого остатка калькаренинов главное значение приобретают рентгеноаморфные соединения. В виде примеси встречаются слюда-сметтитовые и хлорит-сметтитовые смешанослойные образования с признаками упорядоченности, а также хлориты. В других районах Кубинского архипелага характерными глинистыми минералами нерастворимого остатка известняков и калькаренинов нижнего Хайманитаса являются сметтиты, слюда-сметтиты, хлорит-сметтиты, хлориты и гидрослюды, встречающиеся в различных соотношениях.

ВЕРХНИЙ ХАЙМАНИТАС

Известняки и калькаренины, отличающиеся от пород нижнего Хайманитаса несколько меньшей консолидированностью, большей пористостью, присутствием разновидностей розового цвета и белым, без буроватых оттенков, цветом тех разновидностей, которые лишены розовой окраски.

Для известняков верхнего Хайманитаса характерна высокая пористость, обусловленная неплотной упаковкой скелетного материала и слабым заполнением цементом жилых камер различных организмов. Лишь в некоторых разрезах раковинный детрит, обломки кораллов и мшанок, фораминиферы и другие остатки сохранили прижизненные метаколлоидные и пластинчато-волоконистые структуры, образованные арагонитом. В большинстве же разрезов эти остатки сложены пелитоморфным кальцитом или магнезиальным кальцитом. Арагонит в таких случаях сохраняется лишь в виде реликтов.

Породы цементированы пелитоморфным или тонкокристаллическим кальцитом. Преобладает приконтактный тип цемента, но практически в каждом шлифе можно также видеть цемент заполнения пор или участки с базальным цементом.

Розовая окраска некоторых разновидностей обусловлена присутствием колломорфного, слабо действующего на поляризованный свет глинистого вещества, окрашенного гидроокислами железа. Это вещество образует натеки по стенкам пор или встречается в виде глобул, рассеянных в породе. Иногда розовым пигментом бывает пропитана также карбонатная цементная масса породы.

ФОРМАЦИЯ САЛАДО

Красно-коричневые карбонатные глины, красные глины, переполненные раковинным детритом, обломками кораллов и обломками подстилающих известняков нижнего Хайманитаса, ракушечники с красным карбонатно-глинистым цементом, представляющие собой фашиальный переход к формации верхний Хайманитас. На востоке Кубы — красные бескарбонатные глины, глинистые пески и галечники с хорошо окатанной галькой кварца.

Заполняя карстовые полости в подстилающих известняках, формация образует тела неправильной формы, сложенные плотными карбонатно-глинистыми породами розового, красного и красновато-коричневого цвета с раковинами морских и наземных моллюсков и обломками фосфоритизированных костей. В цементе этих пород можно видеть многочисленные пеллеты и ооиды, участки цемента неправильной формы сложены кальцитом и коллофаном.

В обломочном материале отложений формации преобладают карбонатные породы, отсутствующие только на востоке Кубы; в том или ином количестве присутствуют зерна кварца и обломки железистых латеритов. Глинистый материал отложений формации неоднороден. В разрезе типового местонахождения густо окрашенное красным пигментом глинистое вещество входит в состав карбонатно-глинистого цемента отложений. Тип цемента — контактовый или выполнения пор. Среди глинистых минералов преобладает дисперсный сметтит, в некоторых образцах присутствует также каолинит-сметтит. В других разрезах иногда присутствует примесь хлоритов и слюда-сметтитов, реже — хлорит-сметтитов. В единичных образцах встречен коллоидальный бёмит. На востоке Кубы среди глинистых минералов формации преобладает смешанослойный каолинит-сметтит, а сметтит и его смешанослойные образования присутствуют в подчиненных количествах.

Слабые интенсивности рефлексов во всех исследованных образцах свидетельствуют о большом количестве рентгеноаморфных соединений. Рентгеноаморфными гидроокислами железа, в частности, обусловлен красный цвет осадков формации.



Р и с. 12. Обнажение красноцветных глин формации Саладо в типовом местонахождении

Следует отметить, что на востоке Кубы формация Саладо по своим литологическим характеристикам практически неотличима от формации Вильяроха. Только по стратиграфическому положению этих красноцветных осадков, залегающих на известняках нижнего Хайманитаса, можно отличать их от осадков формации Вильяроха и с достаточной уверенностью относить к формации Саладо.

Типовое местонахождение. Низкий (0,5–1,0 м) клиф современного берега моря в 500 м к западу от устья р. Саладо, провинция Гавана. Координаты: 357,5 N и 335,1 E.

В стенке клифа обнажаются красно-коричневые карбонатные глины с обломками кораллов, раковинами морских моллюсков и обломками известняков (рис. 12). Подстилающие их известняки нижнего Хайманитаса обнажаются возле уреза воды.

Можно предполагать, что формация Саладо в основном соответствует упоминавшейся ранее формации Сапата, выделенной Дж. Спенсером [Bermúdez, 1961]. Во всяком случае там, где в описании формации говорится о присутствии ее осадков на северном берегу провинций Гавана и Матансас, речь, несомненно, идет об осадках, относимых нами к формации Саладо. В то же время, содержащееся в том же описании указание на то, что формация Сапата встречается до высоты 30 м над уровнем, противоречит этому предположению, так как формация Саладо не поднимается до такой высоты. В пределах п-ова Сапата, давшего имя этой формации, нам не удалось встретить красноцветных осадков, подходящих под описание Дж. Спенсера, а севернее этого полуострова широко распространена формация Вильяроха, осадки которой вполне подходят под это описание. Отсутствие типового местонахождения не позволяет уверенно сопоставлять формацию Сапата ни с формацией Саладо, ни с формацией Вильяроха. Скорее всего, Дж. Спенсер включал в нее и те и другие красноцветные отложения. Сказанное заставляет нас отказаться от термина "формация Сапата".

ФОРМАЦИЯ САНТА-ФЕ

Светло-серые и буровато-серые плотные золианиты — мелкозернистые калькарениты с "тонкой диагональной слоистостью олового типа" [Шанцер и др., 1976, с. 63].

Золианиты состоят в основном из раковинок фораминифер и их обломков, раковинного детрита, пеллетоподобных зерен и обломков кристаллов кальцита при преобладании фораминифер. Этот карбонатный материал обнаруживает значительное сходство с материалом морских фораминиферовых калькаренитов группы Хайманитас. Во всех образцах золианитов присутствует также силикатный обломочный материал, в том

числе и темноцветные минералы. Количество силикатного материала колеблется в широких пределах — от первых процентов до 30%.

Хорошо окатанные или угловато-округлые карбонатные и силикатные зерна имеют размеры чаще всего от 0,15 до 0,80 мм. Характерна хорошая сортировка материала, — в каждом тонком слоеке золианитов преобладают карбонатные и силикатные зерна, близкие по размеру.

Весь карбонатный материал формации Санта-Фе представлен магниезальным кальцитом и кальцитом.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ И УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ ГРУППЫ ХАЙМАНИТАС

Карбонатные осадки группы Хайманитас распространены почти на всем побережье Кубы. В некоторых районах (южная часть о. Хувентуд, п-ов Сапата и др.) она слагает низкие прибрежные равнины шириной в несколько километров, чаще известняки и калькарениты группы Хайманитас встречаются только в пределах узкой (несколько сотен метров) прибрежной полосы, где они слагают невысокие террасы. Можно предполагать, что там, где прибрежная зона сложена не карбонатными породами, а терригенными осадками других плейстоценовых формаций, известняки Хайманитас присутствуют на шельфе, слагая подводные коралловые рифы.

Данные сейсмоакустического профилирования шельфа Кубы показывают, что известняковые рифовые постройки присутствуют почти на всем внешнем крае шельфа, удаленном от берега иногда на несколько километров, иногда на десятки километров. Основания этих построек располагаются на глубинах до 80 м, а вершины — на глубинах до 30 м. Рифовые постройки встречаются и в средней части шельфа, где они нередко бывают почти полностью погребены под молодыми рыхлыми осадками [Ионин и др., 1976, с. 90, рис. 3–5].

Наблюдения за взаимоотношениями рифогенных известняков и более молодых осадков и за современными процессами осадконакопления и рифообразования на шельфе Кубы позволили А.С. Ионину и его соавторам прийти к выводу о том, что в голоцене эти рифы могли быть лишь несколько надстроены. Основным же временем их роста они считают сангамон или средний висконсин. Мы в общем разделяем эту точку зрения, считая, что значительная часть этих рифогенных известняков принадлежит группе Хайманитас. Нельзя, правда, исключать и возможности того, что часть рифогенных известняков шельфа Кубы может иметь и более древний возраст и относиться к карбонатным фациям тех плейстоценовых формаций, которые представлены на суше только терригенными осадками.

Весьма характерной, почти универсальной особенностью распространения группы Хайманитас можно считать ее тесную пространственную связь с породами формации Авало (Ведадо). В большинстве случаев группа Хайманитас залегает на террасовой ступени, вырезанной в поднятых тектоническими движениями известняках Авало. Но на южных прибрежных равнинах о. Хувентуд и п-ова Сапата группа Хайманитас полностью перекрывает формацию Авало, слагающую не выходящий на поверхность цоколь этих равнин.

В начале этого раздела уже говорилось о том, что высота террас, сложенных известняками и калькаренитами группы Хайманитас, в западных и центральных районах Кубы обычно составляет 3–5 м, а на востоке — не превышает 20 м. Следует специально отметить одно из исключений из этого правила — террасу высотой 40–60 м возле устья р. Якабо в провинции Гуантанамо. Цоколь этой террасы сложен известняками и конгломератами формации Авало (Г. Франко, личное сообщение¹), а известняки, слагающие поверхность террасы и залегающие на породах цоколя с угловым несогласием, внешне не отличаются от известняков Хайманитас и, по определениям О.М. Петрова, содержат остатки моллюсков, представленных только ныне живущими видами [Шанцер и др., 1976, с. 45]. Особый интерес в этом случае вызывает не то, что известняки, несомненно более молодые, чем формации Авало, залегают на большей, чем обычно, высоте, а то, что на этом же участке побережья присутствует низкая (10–12 м) терраса, сложенная породами группы Хайманитас. Мы вернемся к этому факту при обсуждении возраста группы Хайманитас.

Красноцветные отложения формации Саладо в пределах зоны распространения группы Хайманитас встречаются почти повсеместно, но почти никогда не образуют более или менее обширных покровов. Чаще можно видеть только остатки таких покровов в виде небольших "пятен" красноцветных отложений, залегающих на извест-

¹ Как уже говорилось, Г. Франко называет эти плиоцен-плейстоценовые известняки формацией Мая.

нях нижнего Хайманитаса, и в виде тел неправильной формы, выполняющих карстовые полости в этих известняках.

Дюны, сложенные золианитами формации Санта-Фе, встречаются только на ограниченных участках северного побережья Кубы в провинциях Гавана, Матансас и Лас-Тунас. Сведения о существовании дюн на южном берегу о. Хувентуд и на п-ове Гуанаакабибес нуждаются в дополнительной проверке. Дюны вливаются в протяженные гряды, которые неширокой полосой протягиваются параллельно береговой линии, не удаляясь от нее более чем на 1,5 км. Иногда они поднимаются до высоты 70 м над уровнем моря, чаще же их высота над уровнем моря не превышает 25 м при относительной высоте дюн 5–10 м.

Общая мощность морских карбонатных формаций группы Хайманитас, по-видимому, может превышать 50 м [Bermúdez, 1961], чаще, однако, не выходя за пределы 10 м. При этом верхний Хайманитас редко имеет мощность более 1,5 м, а часто вообще отсутствует. Такие же ничтожные мощности характерны и для формации Саладо. Мощность золианитов формации Санта-Фе составляет 5–10 м.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ВОЗРАСТ ФОРМАЦИЙ ГРУППЫ ХАЙМАНИТАС

Все морские карбонатные осадки группы Хайманитас – это, несомненно, прибрежные, мелководные образования, созданные в результате роста кораллов, накопления обломочного материала, возникающего под действием волноприбойных процессов, и хемогенной и хемогенно-биогенной садки карбонатов, связанной с прогревом поступающих на мелководье глубинных вод [Павлидис и др., 1972]. В результате последнего процесса возникают пеллетово-оолитовые калькарениты.

Появление среди морских образований группы Хайманитас красноцветных осадков формации Саладо связано, скорее всего, не с изменениями характера бассейнов осадконакопления, а с резким увеличением поступления терригенного материала с прилегающей суши. Основным источником красного пигмента были, вероятно, отложения формации Вильяроха.

Золовое происхождение осадков формации Санта-Фе не вызывает каких-либо сомнений. Следует только сделать несколько замечаний по поводу мнения Е.В. Шанцера о том, что в настоящее время дюны таких же размеров, как сложенные золианитами Санта-Фе, не формируются из-за большей влажности современного климата [Шанцер и др., 1976, с. 64]. Это кажущееся весьма логичным представление плохо увязывается с приведенными выше данными о прогрессивном уменьшении влажности климата Кубы в течение всего антропогена (см. с. 24). Сила и повторяемость ветров определенного направления, бесспорно, оказывает на формирование дюн не меньшее влияние, чем та или иная влажность климата. В своем предположении о большей влажности современного климата Е.В. Шанцер не учитывает возможности существенных изменений характера ветров. Нам кажется вполне вероятным, что сравнительно слабая интенсивность современных золотых процессов объясняется главным образом тем, что характер ветров на северном побережье Кубы стал менее благоприятным для формирования дюн.

Переходя к вопросу о возрасте группы Хайманитас и входящих в ее состав формаций, мы должны прежде всего отметить, что, несмотря на богатство этих отложений остатками различных организмов, палеонтологические данные, к сожалению, не могут служить основой определения их возраста. Все выполненные к настоящему времени определения фауны, собранной в известняках и калькаренитах группы Хайманитас, содержат только ныне живущие виды. Мы не видим необходимости в повторении списков этих видов, определенных в разные годы разными исследователями [Шанцер и др., 1976; Richards, 1935; Aguayo, 1938; Jaume, Pérez Farfante, 1942; Franco et al., 1977; и др.].

Упомянувшееся ранее заключение А. де ла Торре о присутствии вымерших видов моллюсков в известняках о. Хувентуд и п-ова Сапата [Torre, 1972b; Nemes et al., 1967; Formell Cortina, 1969], относимых нами к группе Хайманитас (см. с. 50), к сожалению, не может быть использовано для каких-либо выводов о возрасте этих известняков.

Во-первых, известняки Хайманитас на п-ове Сапата, где были сделаны сборы этой фауны, имеют очень небольшую мощность. Хотя на геологической карте этого района показаны только одни известняки [Formell Cortina, 1969] и хотя по нашим наблюдениям залегающая под ними формация Авало (Ведадо) срезана по довольно ровному контакту, выходы этой формации на поверхность могут существовать в этом районе.

Примеры подобного залегания формации Ведадо известны (останцовая скала Фрайле на северном побережье провинции Гавана западнее г. Санта-Крус-дель-Норте, поднимающаяся над поверхностью низкой террасы, сложенной известняками Хайманитас). Не исключено, что часть сборов этой фауны в действительности относится к плиоцен-плейстоценовой формации Авало.

Во-вторых, поскольку некоторые фации известняков Хайманитас содержат большое количество обломков карбонатных пород формации Авало (Ведадо) и более древних формаций, возможность лереотложения фауны из этих древних формаций приходится считать вполне реальной.

Наконец, в-третьих, если даже допустить, что формирование известняков, относимых нами к группе Хайманитас, начиналось еще в то время, когда перечисленные А. де ла Торре вымершие моллюски обитали в морях, омывавших берега Кубы, никаких выводов о возрасте этих известняков сделать все-таки не удастся, так как время вымирания этих видов точно не установлено.

Тем не менее существование этого очень интересного комплекса фауны моллюсков в известняках, широко распространенных на южном побережье западной Кубы, от п-ова Гуанаакабибес до п-ова Сапата, и по всем прочим признакам относящихся к группе Хайманитас, нельзя не признать очень интересным фактом. К сожалению, современный уровень палеонтологической изученности плейстоцена Карибского региона еще недостаточно высок для того, чтобы оценить истинное биостратиграфическое значение этого факта. В настоящее время мы вынуждены ограничиться приведением сводного списка фауны моллюсков, определенной А. де ла Торре из разных сборов, сделанных на п-ове Сапата [Nemes et al., 1967; Formell Cortina, 1969].

Вымершие виды: *Barbatia* cf. *inusitata* Woodring, *Cardium* (*Fragum*) *elattocostatum* Woodring, *Chione* cf. *woodwardii* Guppy, *Phacoides* (*Linga*) cf. *podagrinus* Dall.

Ныне живущие виды: *Acteocina candei*, *B. illa occidentalis*, *B. striata*, *Caecum* sp., *Carithiopsis* sp., *Chama* sp., *Chione cancellata*, *Ch. paphia*, *Codakia orbicularis*, *Glycimeris* cf. *decussata*, *Laevicardium laevigatum*, *Lihophaga* cf. *antillarum*, *L. cf. nigra*, *Marginella* sp., *Phacoides* (*Linga*) *pennsylvanica*, *Polinices lacteus*, *Pyrgophorus auberianus?*, *Strombus gigas*, *S. samba*, *Tellina* (*Tellinella*) *interrupta*, *T. radiata*, *Theridium atratum eburneum*, *T. atratum uncinatum*, *Triphora* sp.

В местной стратиграфической шкале группа Хайманитас занимает вполне определенное место. Как было отмечено в описаниях формаций Вильяроха и Камачо, группа Хайманитас моложе первой, а ее нижние формации древнее второй. Верхний Хайманитас, формация Саладо и верхняя часть формации Санта-Фе либо несколько древнее формации Камачо, либо одновозрастны с ней, что, по-видимому, более вероятно. Поскольку формация Камачо связана с последней плейстоценовой трансгрессией на Кубе, предположение Е.В. Шанцера с соавторами [1976] о средневисконсинском возрасте верхнего Хайманитаса и сангамонском — нижнего выглядит весьма правдоподобным. Однако некоторые факты все-таки оставляют место для сомнений в правильности этого предположения.

Можно считать установленным, что средневисконсинское потепление не было таким значительным, как сангамонское, и что уровень Мирового океана во время максимума средневисконсинской трансгрессии был на 10–20 м ниже современного [Dreimanis, Raikas, 1975]. Осадки формации Камачо были встречены нами на высотах до 30 м над уровнем моря. Само по себе это не противоречит предположению об ее средневисконсинском возрасте, так как береговая линия могла быть существенно деформирована поздневисконсинским и голоценовым тектоническим поднятием. Гораздо больше смущает тот факт, что осадки формации Камачо лежат на большей высоте, чем осадки нижнего Хайманитаса, а осадки верхнего Хайманитаса и формации Саладо, скорее всего одновозрастные с формацией Камачо, залегают непосредственно на известняках и калькаренитах нижнего Хайманитаса. Если считать нижний Хайманитас сангамонским образованием, то придется либо предполагать чуть ли не повсеместное тектоническое опускание Кубинского мегантиклинория в раннем висконсине, либо считать, что в этом регионе уровень моря во время средневисконсинской трансгрессии поднялся значительно выше, чем в других районах земного шара.

Первое предположение очень плохо согласуется с общей тенденцией к поднятию, проявлявшейся в пределах Кубинского мегантиклинория в течение всего позднего кайнозоя, и поэтому кажется нам неприемлемым. Что же касается второй возможности, то ее можно объяснить, например, гипотезой "геоидной эвстатики", связывающей изменения уровня моря с изменениями формы геоида [Mörner, 1976]. Для обоснованного применения этой гипотезы к позднеплейстоценовым этапам истории геологического развития Кубы мы не располагаем достаточным материалом, но само призна-

ние возможности существования "геоидной эвстатики" уже позволяет считать возможной связь верхнего Хайманитаса и формаций Саладо, Камачо и Сигуанеа со средне-язонконсинской гляциоэвстатической трансгрессией.

Существует, однако, и другая возможность. Средневизконсинская трансгрессия на Кубе могла затоплять только наиболее низкие участки шельфа, не заходя в пределы современной суши, или даже вообще не достигать границы между шельфом и крутым островным склоном. В этом случае последней плейстоценовой трансгрессией на Кубе была сангамонская, а нижний Хайманитас был связан с более ранней трансгрессией ("ярус" 7 схемы Н. Шеклтона и Н. Опдайка). Если же считать возможным, что верхний Хайманитас и формация Саладо древнее формаций Камачо и Сигуанеа, то нужно, очевидно, признавать, что нижний Хайманитас может оказаться еще более древним образованием, соответствующим "ярусу" 9 схемы Н. Шеклтона и Н. Опдайка [Shackleton, Opdyke, 1973, 1976].

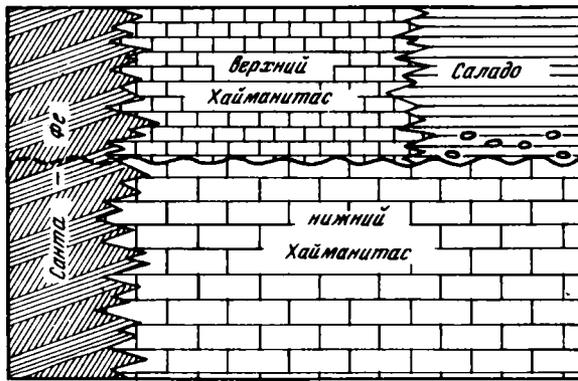
Приводимые Е.В. Шанцером и его соавторами [1976] радиометрические датировки группы Хайманитас — одна сангамонская (82000 ± 6000 лет) по соотношению $^{10}P/^{234}U$ и несколько средневизконсинских (25000—35000 лет) — как будто бы свидетельствуют против такой возможности. Однако надежность радиометрических определений возраста, полученных на материале, подвергавшемся эпигенетическим преобразованиям в условиях тропического климата, крайне невелика. Приведем один очень показательный пример, относящийся также к радиометрическим датировкам карбонатных пород Карибского региона [Schubert, Valastro, 1976].

Принадлежащий Венесуэле о. Орчила представляет собой низкую (1—3 м над уровнем моря), сложенную известняками террасу, примыкающую к холмам, выработанным в мезозойских и раннекайнозойских магматических и метаморфических породах. Холмы, самый высокий из которых поднимается на 135 м над уровнем моря, занимают не более 10% площади острова. Восемь радиоуглеродных определений возраста кораллов из этих известняков лежат в диапазоне от 14930 ± 160 до 41283 ± 5030 лет. Возраст двух образцов, отобранных в аналогичной геологической ситуации неподалеку один от другого, но имеющих существенно расходящиеся радиоуглеродные датировки (41283 ± 5030 и 29400 ± 700 лет) был переопределен по соотношению $^{230}Th/^{238}U$ и в обоих случаях оказался равным ~ 131000 лет. При этом образец, имевший более древнюю радиоуглеродную датировку, согласно оптическим и рентгенографическим данным был предостановлен только арагонитом (не содержал кальцита), а тщательной очистке от кальцитовых корок и выветрелого материала подвергались все образцы. Авторы этого исследования считают, что в данном случае радиоуглеродные датировки не соответствуют действительному геологическому возрасту пород [Schubert, Valastro, 1976]. Добавим, что в аналогичных ситуациях такое несоответствие, вероятно, является общей закономерностью и что никаких гарантий относительно надежности определений возраста карбонатных пород по соотношению $^{230}Th/^{238}U$ также не существует.

Присутствие известняков, внешне аналогичных породам группы Хайманитас, на террасе высотой 40—60 м возле устья р. Якабо (см. с. 79) показывает, что в определении возраста этой группы существует еще одна проблема. Очевидно, что одна из трансгрессий, развивавшихся позже трансгрессии Ведадо, но раньше трансгрессии Хайманитас, оставляла карбонатные осадки в пределах современной суши, по крайней мере, на востоке Кубы.

Значительная интенсивность молодого тектонического поднятия восточной Кубы была причиной того, что карбонатные осадки этой трансгрессии лежат здесь на террасе, более высокой, чем терраса, сложенная известняками Хайманитас. Но в других районах Кубы, особенно в ее западной и центральной части, эти трансгрессии могли развиваться примерно на одном и том же уровне — так же, как развивались трансгрессии, оставившие осадки верхнего и нижнего Хайманитаса. Нам сравнительно хорошо известно строение только верхней части карбонатной толщи, называемой нами группой Хайманитас. Может быть, в ее нижней части, лежащей в основном ниже уровня моря, иногда присутствуют известняки, более древние, чем нижний Хайманитас? А может быть, в некоторых участках распространения карбонатных пород, относимых нами к группе Хайманитас, породы этой группы в действительности размыты, и мы принимаем за группу Хайманитас эти более древние известняки? Может быть, вымершие виды моллюсков, встреченные А. де ла Торре в известняках, которые мы относим к группе Хайманитас, в действительности встречаются именно в этих более древних известняках? Подобные возможности приходится считать вполне вероятными.

Таким образом, сведения об осадках группы Хайманитас, накопленные к настоящему времени, показывают, что они имеют сложное, пока еще не расшифрованное до кон-



Р и с. 13. Схема стратиграфических взаимоотношений между формациями группы Хайманитас

ца строение. Корреляция этих осадков даже в пределах одного Кубинского архипелага встречается со многими трудностями и в ряде случаев выглядит скорее условной, чем надежно обоснованной фактами. В этих условиях попытки дальних корреляций (с Мексикой, Флоридой, Гаити, Пуэрто-Рико и др.) выглядели бы предельно спекулятивными, и мы вполне сознательно от них отказываемся.

Подводя итог всему сказанному о возрасте группы Хайманитас, можно утверждать, что ее морские фации были сформированы не менее чем двумя отдельными гляцио-эвстатическими трансгрессиями. Не исключено, что в состав этой группы в ряде случаев включаются осадки еще одной, более древней трансгрессии, а может быть даже и нескольких. Золианиты Санта-Фе представляют собой субазральные фации морских осадков и имеют одинаковый с ними возраст. Во время регрессий осадконакопление в зонах распространения карбонатных осадков группы прекращалось и шло, по-видимому, формирование почв. Однако красноцветные карбонатно-глинистые отложения, часто называемые почвами, в действительности являются осадочными образованиями, формировавшимися в большинстве случаев также во время трансгрессий.

Верхние формации группы имеют возраст не моложе средневисконсинского, а нижние — не моложе сангамонского. Их нижний возрастной предел неизвестен, но в местной стратиграфической схеме они не выходят за пределы "сухого" плейстоцена. Схема взаимоотношений между формациями, входящими в состав группы Хайманитас, изображена на рис. 13.

Как было отмечено в описании формации Авало, известняки этой формации и известняки группы Хайманитас не всегда легко отличить друг от друга по внешнему виду. Объективным критерием принадлежности породы к той или иной толще можно считать степень диагенетических и эпигенетических изменений, ведущих к трансформации первичноосадочных минеральных ассоциаций. Но и эти изменения зависят не только от возраста породы и могут проявляться по-разному в разновозрастных образованиях.

Присутствие арагонита в известняках практически исключает возможность их принадлежности к формации Авало и может считаться самым надежным признаком группы Хайманитас, так как голоценовые известняки на суше практически не встречаются. Следует, однако, подчеркнуть, что в субазральной обстановке замещение арагонита кальцитом происходит настолько быстро, что в известняках Хайманитас, занимающих более высокое положение в рельефе, арагонит может полностью отсутствовать. В частности, более молодые известняки верхнего Хайманитаса, как правило, лишены арагонита именно потому, что они всегда залегают выше нижнего Хайманитаса.

В качестве диагностического признака, позволяющего различать известняки Авало и Хайманитас и в тех случаях, когда в последних арагонит полностью отсутствует, можно, по-видимому, использовать тот факт, что в известняках Хайманитас, наряду с кальцитом, присутствует, как правило, и магнизиальный кальцит. В известняках Авало магнизиальный кальцит встречается лишь на ограниченных участках и всегда в ассоциации с доломитом и протодоломитом (см. с. 48).

В заключение этого раздела мы считаем необходимым отметить, что измерения соотношения $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ в раковинном материале могут дать наиболее интересные результаты как раз в известняках и калькаренитах группы Хайманитас.

ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ТОЛЩИ, НЕИМЕЮЩИЕ РАНГА ФОРМАЦИЙ

Как было отмечено в разделе, посвященном принципам построения стратиграфической схемы антропогена Кубы, кроме охарактеризованных выше формаций, мы выделяем в плейстоцене несколько толщ различного генезиса, не относя их к категории формаций. Это элювиально-карстовые отложения ("terra rossa"), полигенетический комплекс элювиально-коллювиально-пролювиальных отложений и аллювий нескольких генераций. Там же было приведено обоснование нашего подхода к литостратиграфической классификации этих толщ.

В данном разделе мы приводим краткие описания их литологических особенностей, характеристики распространения и условий залегания и наши соображения о их происхождении и возрасте.

ЭЛЮВИАЛЬНО-КАРСТОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

На плоских вершинах некоторых возвышенностей, поднимающихся на 50–100 м над "красными равнинами", сложенными с поверхности формацией Вильяроха, часто можно встретить маломощные покровы отложений, внешне очень похожих на осадки формации Вильяроха. Это темно-красные, иногда с лиловым оттенком глинистые охры микрокомковатой структуры. В некоторых случаях в них можно видеть мелкие железистые стяжения и мелкие конкреции, формирующиеся *in situ*. От типичных осадков формации Вильяроха они отличаются не только окраской и признаками профильного перераспределения железа, но и составом глинистых минералов. Как правило, в глинистом материале преобладают рентгеноаморфные железо-алюмосиликатные соединения, а несовершенный каолинит и каолинит-сметтит присутствуют лишь в виде примесей, что обуславливает очень слабую интенсивность базальных рефлексов. В некоторых случаях эти отложения обогащены коллоидальным бёмитом, а на крайнем востоке Кубы, в районе мыса Майси, коллоидальный бёмит является их породообразующим компонентом. Здесь эти отложения, заполняющие карстовые воронки на поверхности 200-метровой террасы, можно считать бокситами.

В отличие от красноцветных отложений формации Вильяроха эти отложения залегают только на известняках и обнаруживают прямую генетическую связь с нерастворимым остатком этих известняков. Это заставляет нас предполагать, что они, скорее всего, являются карстово-элювиальными образованиями — "terra rossa".

Нерастворимый в 2%-ной соляной кислоте остаток известняков, подстилающих карстово-элювиальные отложения, по составу хорошо коррелируется с местными породами, более древними, чем известняки. Вблизи от выходов меловых и палеогеновых вулканитов нерастворимый остаток известняков содержит различные сочетания смектитов, хлоритов, хлорит-сметтитов и слюда-сметтитов. Его песчано-алевритовая фракция представлена единичными зёрнами кварца, обломков зеленокаменно измененных вулканитов и т.п. В нерастворимом остатке известняков, распространенных неподалеку от выходов пород метаморфического комплекса, обычно хлорит-гидрослюдистая или гидрослюдисто-каолининовая ассоциация глинистых минералов с кварцем. Наконец, вблизи от серпентинитовых массивов для известняков характерен нерастворимый остаток смектитового состава с тальком, серпентином и т.п. В образцах известняков, подстилающих "terra rossa" в районах Сан-Антонио-де-Кабесас (провинция Матансас), Алегрриа-де-Пио (провинция Гранма) и Майси (провинция Гуантанамо) был встречен нордстрандит. Детальные рентгенодифрактометрические исследования этих образцов позволяют предполагать, что иногда в них присутствуют две другие модификации тригидрата алюминия — гиббсит и байерит. Происхождение этих минералов неясно.

Количество нерастворимого остатка в известняках невелико — обычно 1–2%. В большинстве случаев нерастворимый остаток окрашен в буроватые тона, и только в известняках, окрашенных в розоватые тона, которые встречаются значительно реже белых или серых известняков, в нем присутствуют те или иные количества красного железистого пигмента.

Элювиально-карстовые процессы — растворение известняков, накопление нерастворимого остатка на поверхности карстующихся известняков и одновременное выветривание накапливающегося материала — сопровождалось разрушением минеральной ассоциации нерастворимого остатка. Разрушение хлоритов, смектитов, смешанослойных образований с соответствующими пакетами и других железосодержащих минералов сопровождалось выделением свободного железа, его окислением, появлением интенсивных красных окрасок и возникновением охарактеризованной выше минеральной ассоциации карстово-элювиальных отложений. Генетическая связь карстово-элювиальных

отложений с подстилающими их известняками проявляется также и в том, что коллоидальный бёмит присутствует в отложениях, развитых на известняках, содержащих нордстрандит, гиббсит и байерит.

Мощность карстово-элювиальных отложений обычно не превышает долей метра и только в заполненных ими карстовых воронках она может увеличиваться до нескольких метров. Такая незначительная мощность тоже может рассматриваться как признак карстово-элювиального происхождения этих отложений, так как содержание нерастворимого остатка в известняках невелико.

Вместе с тем эти отложения встречаются только на сравнительно высоких плоских вершинных поверхностях, в большинстве случаев несомненно выработанных морской абразией (в некоторых случаях эти поверхности, возможно, имеют структурный характер, совпадая с поверхностями напластования известняков). Трансгрессии, неоднократно затоплявшие одни и те же абразионные поверхности, были весьма характерными для плейстоценового этапа геологического развития Кубы – достаточно вспомнить трансгрессии Гевара и Вильяроха. Возможность того, что красноцветные отложения, принимаемые нами за "terra rossa", подвергались перемыву и переотложению во время одной из таких трансгрессий, нельзя, по-видимому, полностью исключать из рассмотрения. Тем не менее в настоящее время предположение об элювиально-карстовом происхождении этих отложений, впервые высказанное нами уже после полевых исследований 1969 г. [Kartashov, Mayo, 1972b], можно считать наиболее правдоподобным.

Формирование этих отложений происходило, очевидно, в основном в условиях значительно более влажного климата, чем современный, что дает основание отнести их к "влажному" плейстоцену. Почвенно-элювиальные процессы, перерабатывавшие их в течение "сухого" плейстоцена, по-видимому, не приводили к сколько-нибудь заметному преобразованию их минеральной ассоциации. На известняках, с которых "terra rossa" была смыта, красноцветные образования уже не развивались, а возникала черная слитая почва или, чаще, обогащенная грубым гумусом темноцветная почва типа рендзины.

Как уже говорилось, красноцветные элювиально-карстовые отложения по внешнему виду трудно отличимы от осадков формации Вильяроха. Их более или менее надежным внешним признаком можно считать геоморфологическое положение. Хорошим примером может служить район Сан-Антонио-де-Кабесас (провинция Матансас). Здесь границей прибрежной равнины, перекрытой с поверхности осадками формации Вильяроха, служит поднимающийся на несколько десятков метров крутой клиф с прекрасно выраженными волноприбойными нишами. Над клифом на плоской вершинной поверхности залегают карстово-элювиальные отложения. Следует отметить, что в непосредственной близости от клифа поверхность равнины, выработанной в миоценовых известняках, лишена рыхлых отложений, а красноцветные осадки формации Вильяроха появляются на ее поверхности лишь на некотором удалении от клифа. Такой характер сочленения абразионных равнин с древними береговыми уступами вообще довольно типичен для Кубы [Карташов, Майо, 1976].

Используя этот геоморфологический критерий, нужно соблюдать особую осторожность, так как некоторые возвышенности, поднимающиеся над уровнем "красных равнин", представляют собой молодые (послевильярохские) горсты, на плоской вершинной поверхности которых залегают те же осадки формации Вильяроха. При описании этой формации мы приводили пример такого горста (см. с. 60).

Иногда плоские вершинные поверхности, не затоплявшиеся трансгрессией Вильяроха и сохранившие покров красноцветных элювиально-карстовых отложений, не отделены от более низких уровней четкими перегибами рельефа (например, район Алегриа-де-Пио, провинция Гранма). В таких случаях разделение карстово-элювиальных отложений и осадков формации Вильяроха на основе геоморфологических критериев трудно осуществимо и приходится ориентироваться все-таки на литологические различия между ними.

Точность полевой диагностики карстово-элювиальных отложений, по-видимому, не имеет очень большого практического значения, так как в большинстве случаев ничтожная мощность этих отложений делает нецелесообразным выделение их на геологической карте.

ЭЛЮВИАЛЬНО-КОЛЛЮВИАЛЬНО-ПРОЛЮВИАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

На сравнительно плоских вершинных поверхностях и нередко на склонах междуречий, сложенных серпентинитами, часто присутствуют красноцветные образования, известные в литературе под названием "никеленосная кора выветривания серпентинитов". [Финько и др., 1967; Бугельский, Формель Кортина, 1973; и др.]. В ряде работ, посвященных этим образованиям, отмечалась значительная роль процессов перемещения и переотло-

жения коры выветривания в их формировании [Адамович, Чехович, 1964]. Мы считаем, что из выделяющихся в этих образованиях "структурных" и "бесструктурных" охр только "структурные" охры представляют собой "настоящую" кору выветривания, а залегающие на них "бесструктурные" охры — это коллювиальные и пролювиальные отложения, сформировавшиеся за счет материала коры выветривания.

Так как именно с этими образованиями связаны промышленные месторождения никеля, локализующиеся как в "структурных", так и в "бесструктурных" охрах, им посвящено довольно много опубликованных работ. В большинстве этих работ "бесструктурные" охры рассматриваются как верхние горизонты коры выветривания, и альтернативная точка зрения, видимо, нуждается в более или менее подробном обосновании.

Среди серпентинитов Кубы встречаются и относительно слабо серпентинизированные гипербазиты, сохранившие реликты первичных структур и минералов, и разновидности, в которых первичные структуры и минералы полностью отсутствуют. В последних, в частности, развиваются коллоидальные разновидности минералов серпентиновой группы, в том числе жильные серпофиты. Оптическим и рентгенографическим методами в основной массе коллоидальных минералов серпентиновой группы удается определить присутствие глинистых минералов смектитового ряда. Серпентиниты прорваны дайками палеогенового интрузивного комплекса. Связанная с этими интрузиями постмагматическая гидротермальная деятельность приводит к аргиллизации вмещающих дайки серпентинитов и самих даек. Таким образом, материнские субстраты кор выветривания серпентинитов различны. Соответственно различны состав и строение этих кор. Кроме того, в районах с различным количеством атмосферных осадков процессы выветривания, как уже отмечалось, имеют различную интенсивность, и это тоже влияет на литологические характеристики кор выветривания.

В разделе предыдущей главы, посвященном современным корам выветривания, приведены наиболее характерные примеры различных кор выветривания, формирующихся на серпентинитах: примитивного типа (см. с. 26), слабо развитого типа (с. 29) и развитого типа на слабо измененных (с. 33) и аргиллизированных серпентинитах (с. 36). Несмотря на все различия в строении этих кор, общим основным механизмом их формирования, несомненно, было конгруэнтное растворение всех породообразующих минералов. Наиболее интенсивно этот процесс шел и идет в районах с высоким увлажнением (более 1800 мм/год атмосферных осадков), но именно там энергичный вынос растворенного материала препятствует образованию мощных элювиальных толщ. Только там, где рассекающие серпентиниты дайки и глинистые прожилки гидротермального происхождения образуют сравнительно устойчивый "скелет", элювиальная толща "структурных" охр сохраняется от разрушения.

Элювий серпентинитов, формирующий в районах с годовой нормой атмосферных осадков более 1800 мм, дает начало своеобразному комплексу коллювиально-пролювиальных отложений, представленному во многих разрезах горизонтом "бесструктурных" охр. Желтовато-красные и темно-красные "бесструктурные" охры часто содержат большое количество железистых конкреций, в них встречаются прослои песков и галечников, представленных теми же конкрециями и нередко сцементированных в плиты плотного железистого латерита. Кроме охр, среди этих отложений встречаются более плотные коричневатые и красновато-коричневые суглинки. Все отложения имеют отчетливо выраженные обломочные структуры.

Содержание обломочного материала в охрах и суглинках обычно невелико — 5—10%. Он представлен обломками разрыхленных серпентинитов, оталькованных пород, обломочными зернами магнетита, роговых обманок, хлоритов, кварца и кварцина, гиббсита, фрагментами ожелезненной растительной ткани, фитолитариями, сложенными опалом. В глинистом материале этих отложений преобладают плохо кристаллизованный гётит и рентгеноаморфные гидроокислы железа. В некоторых образцах обнаружены гематит, хлорит, каолинит и смектит.

Основная масса материала коллювиально-пролювиальных отложений возникает в результате вовлечения элювия в движение по склонам. Хотя это движение осуществляется в основном в форме минеральных обломков и суспензий, специфика литогенетических процессов, формирующих коллювиально-пролювиальные отложения, в значительной мере определяется переносом материала в форме истинных и коллоидальных растворов.

В зонах формирования коллювия и пролювия, по-видимому, не существует условий для аккумуляции магния, и он практически целиком выносится за их пределы. Кремний, мобилизованный элювиальным процессом, остается в этих зонах лишь в незначительных количествах в виде редких и маломощных жилков кварцина, секущих осадоч-

ные охры. Хотя только незначительная часть железа и алюминия переносится в растворах, именно эти растворы формируют в охрах многочисленные диагенетические конкреции, участки приповерхностной альвеолярной цементации, железистые "рубашки" на обломочном материале, внутрипочвенные железистые корки и т.п.

Все эти новообразования сложены главным образом плохо кристаллизованным гётитом с примесью гематита. Встречаются конкреции, образованные маггемитом. Минералы из группы гидроокислов алюминия обычно не образуют крупных скоплений, однако кристаллический гиббсит в микрожеодах и прожилках среди железистых новообразований встречается довольно часто.

Диагенетические конкреции часто вовлекаются в механическое движение по склонам, и в охрах практически всегда присутствуют конкреции, не только сформировавшиеся *in situ*, но и переотложенные. В руслах небольших водотоков, осуществляющих переход от коллювиальной стадии перемещения материала к аллювиальной, возникают пролювиальные песчано-галечные образования, состоящие в основном из тех же железистых конкреций. Цементация этих образований ведет к формированию мощных латеритных панцирей, которые, разрушаясь, в свою очередь служат источником валунно-галечного материала пролювия.

Иногда среди латеритных панцирей можно встретить линзы железистых бокситов оолитовой структуры. Так, возле никелевого завода Моа (провинция Ольгин) латерит представлен оолитами, состоящими из маггемитовых, гётитовых и гиббситовых концентрических оболочек, и цементом, сложенным в основном метакolloидным и кристаллическим гиббситом.

Среди пролювия встречаются оливково-зеленые и бурые песчаные глины с линзами галечников, представленных не только железистыми конкрециями, но и обломками серпентинитов. В глинах был обнаружен нонтронит с существенной примесью каолинита. Присутствие нонтронита было установлено оптическими исследованиями, данными химических анализов и ИК-спектрометрии. Нам удалось наблюдать псевдоморфозы нонтронита по обломкам древесины и его механическое проникновение в рыхлые элювиальные корки подстилающих серпентинитов, создающее иллюзию нонтронитизации серпентинитов и отсутствия резких контактов между осадочной и элювиальной частями разреза.

Комплекс коллювиально-пролювиальных отложений вместе с подстилающим эти отложения элювием особенно широко распространен на реликтах поверхностей выравнивания, достаточно широко развитых в пределах серпентинитовых массивов. Высоты этих поверхностей выравнивания в наиболее поднятых неотектоническими движениями районах достигают 800 м (провинция Ольгин). Максимальные мощности этих красноцветных образований (до 10 м и более) также связаны с поверхностями выравнивания и с нижними частями склонов останцовых возвышенностей, поднимающихся над этими поверхностями.

Выработка поверхностей выравнивания, несомненно связанная с морской абразией, очевидно, предшествовала формированию элювиальных "структурных" охр. Однако, как уже отмечалось, для плейстоценовой геологической истории Кубы было весьма характерным неоднократное развитие морских трансгрессий на одном и том же уровне. В провинции Гуантанамо на таких же высоких поверхностях выравнивания, но за пределами серпентинитовых массивов были встречены сравнительно молодые морские осадки формации Вильяроха. Мы полагаем, что в свете этих данных предположение о том, что началом формирования осадочных "бесструктурных" охр могла быть переработка коры выветривания серпентинитов морем, можно считать вполне правдоподобным.

Конечно, найти убедительные доказательства морского происхождения какой-то части осадочных охр, распространенных в пределах серпентинитовых массивов, очень нелегко. Если эти морские осадки и существовали, то по своим литологическим особенностям они вряд ли существенно отличались от современных коллювиально-пролювиальных отложений, так как их исходным материалом была та же кора выветривания серпентинитов. Нужно сказать, что мы и не пытаемся искать подобные доказательства. Дело в том, что склоновые процессы в районах распространения рассматриваемого комплекса красноцветных отложений чрезвычайно интенсифицированы, с одной стороны, благодаря высокой норме атмосферных осадков в этих районах, с другой — благодаря специфическим свойствам материала, прерабатываемого этими процессами. Флювиальные процессы в этих районах тоже существенно активней, чем в большинстве других районов Кубы. В результате этого рельеф реликтов поверхностей выравнивания, развитых на серпентинитовых массивах, как правило, уже настолько изменен, что плоских, почти горизонтальных участков, рыхлый покров которых не подвергается достаточно интен-

сивной переработке склоновыми процессами, в пределах этих реликтов практически не существует.

Таким образом, вряд ли вообще можно ставить вопрос о существовании морских образований, разновозрастных с осадками формаций Вильяроха или Гевара, в пределах поверхностей выравнивания, развитых на серпентинитовых массивах. Можно, по-видимому, ставить вопрос о том, возникали ли коллювиально-пролювиальные красноцветные образования этих районов только за счет элювиального материала, или их формирование было частично связано с переработкой морских осадков. Для ответа на этот теоретический вопрос, конечно, требуются более детальные исследования.

Тесная генетическая связь коллювиально-пролювиальных отложений с элювиальными "структурными" оврагами позволяет не нарушать традиций и объединять эти образования в единый элювиально-коллювиально-пролювиальный полигенетический комплекс. Поскольку коллювий и пролювий продолжают формироваться и в настоящее время, а начало формирования элювиального горизонта в некоторых случаях может относиться к началу плейстоцена, приходится считать, что этот комплекс формировался в течение всего антропогена, и соответствующим образом определять его возраст.

АЛЛЮВИЙ

В долинах крупных рек центральной Кубы (Сагуа-ла-Гранде, Сагуа-ла-Чика, Аримао, Агабама, Саса и др) за пределами прибрежной равнины, сложенной с поверхности формацией Камачо, нередко встречаются широкие террасы, поверхность которых сливается в один уровень с прибрежной равниной, а высота над руслом составляет 20—25 м. Часто эти террасы полностью сложены рыхлой толщей галечников, косослоистых песков, суглинков, глинистых песков, илистых суглинков и глинистых илов. а в тех случаях, когда они имеют цоколь коренных доплейстоценовых пород, буровые работы нередко обнаруживают в стороне от современного русла их древний тальвег, располагающийся примерно на той же высоте, что и это русло (рис. 14). Если принимающие участие в строении этих террас суглинки и илы можно считать фацией эстуариев, то косослоистые пески и галечники, несомненно, представляют собой констративный аллювий, примерно разновозрастный с формацией Камачо.

Здесь нужно отметить, что сама формация Камачо почти повсеместно подстилается сложно построенной толщей, почти не отличающейся по литологическим особенностям от толщи, слагающей террасы (рис. 15). Геологи, проводившие в 1972—1976 гг. съемку восточной Кубы, объединяли эту толщу с формацией Камачо в единую формацию Кауто. Тесная пространственная связь этой толщи с морской прибрежной равниной позволяет с достаточной уверенностью считать, что в ее строении принимают участие морские осадки пляжей низкой энергии и эстуариев, сходные с осадками формации Камачо, и пляжей высокой энергии, сходные с осадками формаций Хамайка и Сабаналамар. Положение этих морских осадков в разрезе позволяет предполагать, что они могут быть представлены и осадками начальных стадий трансгрессии Камачо, и терригенными осадками, разновозрастными с нижним Хайманитасом.

В то же время буровыми работами в пределах прибрежной равнины были обнаружены и погребенные тальвеги речных долин (например, долины р. Сасы). Присутствие этих погребенных форм рельефа и литологическое сходство осадков, подстилающих формацию Камачо, с аллювием террас позволяют предполагать, что среди этих осадков присутствуют и аллювиальные фации. Конечно, установить генезис этих рыхлых осадков в тех случаях, когда их прямая связь с определенными формами рельефа уже утрачена, не всегда представляется возможным, особенно если приходится иметь дело не с самими осадками, а с документацией буровых скважин. Тем не менее высказанное нами ранее предположение о том, что в некоторых разрезах толщи, подстилающей формацию Камачо, "морские и речные отложения неоднократно чередуются" [Карташов, Майо, 1976, с. 16], можно считать достаточно обоснованным. Это означает, что, кроме аллювия, разновозрастного с формацией Камачо, в пределах прибрежных равнин можно встретить аллювий, формирование которого предшествовало трансгрессии Камачо, а может быть, и аллювий, более древний, чем известняки и калькарениты нижнего Хайманитаса.

Аллювий, более молодой, чем формация Камачо, но, несомненно, также доголоценовый, слагает невысокие террасы в долинах крупных рек на тех участках, где они прорезают прибрежную равнину. По своим литологическим особенностям он отличается от охарактеризованного выше только несколько большим содержанием крупного материала (гравия и гальки).

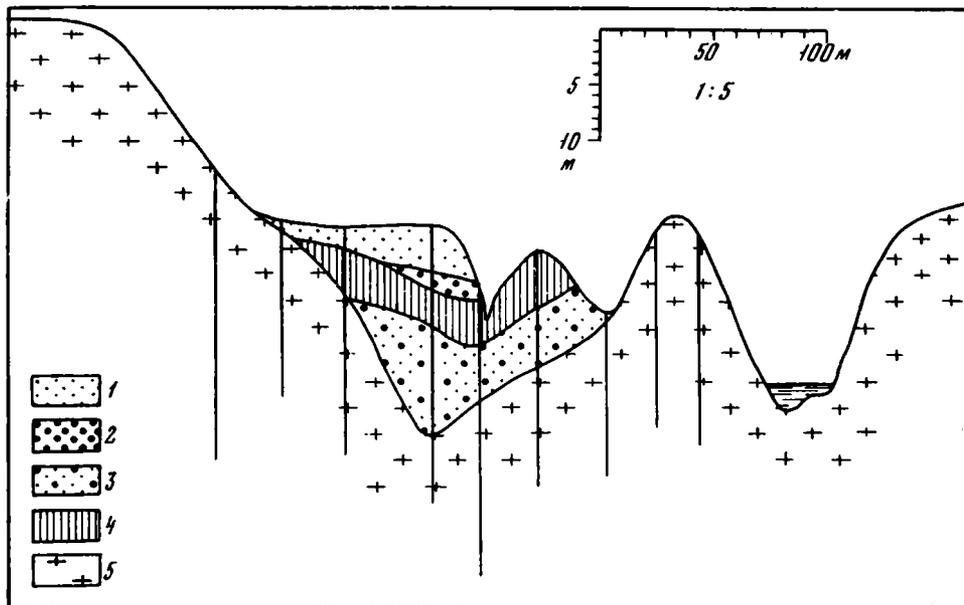


Рис. 14. Геологический разрез через долину р. Сагуа-ла-Чика возле плотины водохранилища Минерва (провинция Вилья-Клара). Высота русла 51,6 м над уровнем моря

1 — корсслоистые пески с гравием; 2 — галечники; 3 — глинистые пески с галькой, гравием и щебнем; 4 — неяснослоистые илстые суглинки и глинистые илы; 5 — доплейстоценовые породы

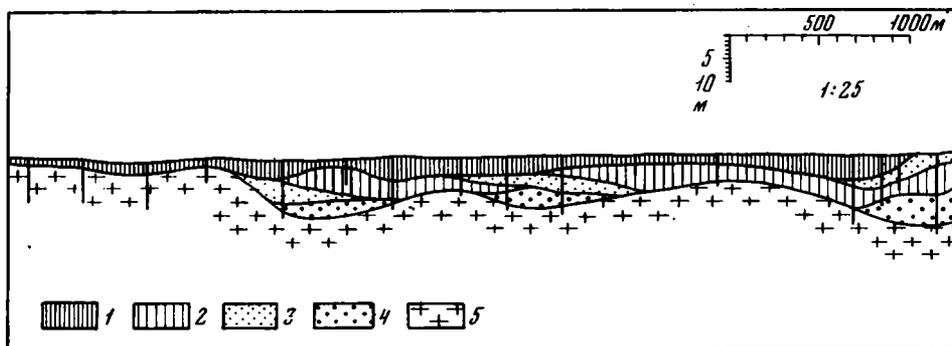


Рис. 15. Геологический разрез прибрежной равнины в провинции Вилья-Клара, на левом берегу р. Сагуа-ла-Чика. Высота поверхности около 24 м над уровнем моря

1 — глины и суглинки с редким гравием, содержат линзы и прослои глинистого песка (формация Камачо); 2 — песчаные и илстые суглинки и глины; 3 — илстые и глинистые пески с гравием; 4 — галечники; 5 — доплейстоценовые породы

В комплекс плейстоценового аллювия можно, видимо, включить также аллювиально-озерные суглинки, пески и галечники, слагающие днище замкнутой депрессии Каухери (провинция Гуантанамо) и прорезанные современными речками и ручьями на глубину 5–10 м. Эти отложения пока еще не настолько хорошо изучены, чтобы можно было говорить о достаточно точных возрастных корреляциях или о выделении в их составе озерных и аллювиальных фаций. Однако их литологические характеристики и геоморфологическая позиция позволяют предполагать, что и те и другие фации действительно принимают участие в их строении и что их возраст не выходит за пределы того интервала, нижняя граница которого определяется плейстоценовым аллювием, подстилающим формацию Камачо, а верхняя — плейстоценовым аллювием, сформированным после трансгрессии Камачо.

Состав плейстоценового аллювия, формировавшегося в условиях сравнительно сухого климата и не подвергавшегося интенсивному химическому выветриванию, обнаруживает прямую зависимость от источников питания. Этот аллювий особенно широко распространен в районах, где ко времени его формирования пестроцветная кора вывет-

ривания развитого типа уже была разрушена, или в районах, где эта кора выветривания вообще не возникала. В таких районах плейстоценовый аллювий характеризуется полимиктовым составом. Его обломочный материал представлен кварцем, полевыми шпатами, роговыми обманками, пироксенами, обломками карбонатных пород, зеленокаменно измененных вулканитов, серпентинитов и других местных пород, а глинистый материал состоит в основном из диоктаэдрических смектитов.

В тех случаях, когда источником питания плейстоценового аллювия служила древняя кора выветривания развитого типа, он отличается олигомиктовым составом и содержит в обломочном материале преимущественно кварц, железистые конкреции и окатанные обломки латеритных панцирей, а в глинистом материале — несвершенные каолиниты, каолинит-смектиты, слюда-смектиты, диоктаэдрические гидрослюды и т.п. Специфической особенностью литогенеза этой разновидности плейстоценового аллювия можно считать удаление красного железистого пигмента водами, богатыми гумусом.

Из того, что было сказано о возрасте формации Камачо и группы Хайманитас (см. с. 80—83), следует, что верхней границей плейстоценового аллювия можно считать границу между плейстоценом и голоценом, а нижней — либо границу между сангамоном и висконсином, либо нижнюю границу иллинойса. При этом мы исключаем из рассмотрения тот, вероятно нигде не выходящий на поверхность аллювий, который формировался предположительно раньше осадков нижнего Хайманитаса.

ГОЛОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Голоцен Кубы представлен осадками разных генетических типов и фаций, но в большинстве случаев голоценовые осадки обладают ничтожными мощностями, и из всего их многообразия только четыре генетических типа — морские, аллювиальные, болотные и биогенные отложения — заслуживают, на наш взгляд, изображения на геологической карте. Эти четыре типа голоценовых осадков мы и включили в нашу схему.

Принятое нами разделение голоценовых осадков на четыре типа имеет достаточно условный характер, так как только аллювиальные отложения полностью соответствуют современным представлениям о генетических типах отложений [Шанцер, 1966].

Морские отложения — альтернативное понятие по отношению к субэвральным (континентальным) отложениям — очевидно, представлены несколькими генетическими типами, в том числе и биогенным (органогенные известняки). Однако морской голоцен Кубы, представленный преимущественно песками и галечниками пляжей и штормовых валов, иногда сцементированными карбонатами ("beach rock"), занимает крайне ограниченные площади и не нуждается в более детальном расчленении.

Отложения, названные нами болотными, фактически представлены двумя генетическими типами — это карбонатные, терригенные и торфяные отложения морских мангровых болот и преимущественно карбонатные отложения пресноводных низинных болот, формирующихся в зонах подпора пресных грунтовых вод морскими. Мы считаем оправданным это объединение морских и субэвральных осадков, так как и те и другие характеризуются тесной пространственной связью с прибрежными зонами и обладают близкими литологическими особенностями, свидетельствующими об определенном сходстве механизмов их формирования.

Торфяники Кубы мы рассматриваем как биогенные отложения, хотя и в их составе карбонатные осадки играют довольно заметную роль. Вероятно, их можно было бы включить в состав болотных отложений в качестве фацальной разновидности отложений пресноводных болот. Мы предпочли отделить их от прочих болотных отложений, во-первых, потому, что история их формирования обладает некоторыми специфическими особенностями (отсутствие тесной связи с прибрежными зонами и связь с карстовыми формами рельефа), и, во-вторых, потому, что эти отложения имеют определенное народнохозяйственное значение и выделение их на геологической карте может помочь решению практических задач.

МОРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Как уже говорилось, морские осадки голоцена представлены преимущественно песками и, реже, галечниками современных пляжей и штормовых валов. Е. В. Шанцер и его соавторы [1976] показали, что голоценовые пески и галечники иногда встречаются на поверхности самой низкой, преимущественно абразионной террасы.

В схеме этих авторов голоценовая терраса, имеющая высоту 1,2–1,5 м, реже до 2 м на западе Кубы и 2–2,5 м на востоке, названа “нулевой”, а термин “первая терраса” применен к следующей по высоте (на западе Кубы чаще всего 3–5 м, а на востоке — 5–10 м и иногда до 20 м) террасе, формирование которой они связывают с накоплением плейстоценовых известняков Хайманитас. По их мнению, Ш. Дюкло [Duclos, 1963] ошибочно применял термин “терраса Себоруко” и к “нулевой”, и к первой террасе, так как в первоначальной трактовке Р. Хилла этот термин относился только к голоценовой террасе. А.С. Ионин и его соавторы [1975, 1977], оценивающие высоту террасы Себоруко “от 1 до 3–4 м на западе Кубы, до 6–7 м — на востоке” [Ионин и др., 1975, с. 37], очевидно, также включают в это понятие и “нулевую” и первую террасу схемы Е.В. Шанцера и др. Однако их расхождения с этой схемой не исчерпываются этим. Они считают террасу Себоруко, а значит, по-видимому, и первую террасу схемы Е.В. Шанцера с соавторами преимущественно аккумулятивным образованием голоценового возраста.

Наши наблюдения убеждают нас в том, что поверхность первой террасы схемы Е.В. Шанцера и его соавторов, так же как и поверхность “нулевой” террасы, срезает отложения группы Хайманитас. Это особенно хорошо видно на тех участках, где присутствуют “корни” срезанной формации Саладо — красноцветные отложения, заполняющие карстовые воронки в известняках нижней формации группы Хайманитас. Таким образом, эта первая терраса как форма рельефа действительно моложе группы Хайманитас, и предположение о ее голоценовом возрасте можно считать достаточно правдоподобным. Правда, возможно того, что верхние формации группы Хайманитас древнее среднего висконсина (см. с. 83), не позволяет исключить из рассмотрения и предположение о позднеплейстоценовом возрасте этой террасы. Мы считаем, что современная степень изученности береговых террас Кубы не дает возможности судить о причинах проявляющегося далеко не повсеместно “раздвоения” первого уровня террас и оценивать, хотя бы приблизительно, продолжительность интервала, разделяющего “нулевой” и “первый” уровни.

Мнение А.С. Ионина и его соавторов относительно преимущественно аккумулятивного характера террасы Себоруко объясняется, как нам кажется, скорее всего тем, что эти авторы по ошибке или из-за недостаточного количества наблюдений решили, что голоценовые отложения, представленные иногда не только карбонатными песками, но и известняками и калькаренитами, присутствуют на поверхности всех самых низких террас. В действительности, в подавляющем большинстве случаев даже самые низкие террасы представляют собой абразионные площадки, вырезанные в известняках группы Хайманитас, а на северном побережье провинций Гавана и Матансас иногда и в известняках формации Ведадо (например, терраса, располагающаяся непосредственно к востоку от замка Кастильо-дель-Морро на восточной окраине Гаваны, или уже упоминавшаяся терраса, расположенная севернее Матансаса). Мы просто не можем поверить в то, что А.С. Ионин и его соавторы приняли известняки группы Хайманитас за голоценовое образование.

Состав голоценовых морских песков и галечников находится в прямой зависимости от пород, слагающих берега. Основные разновидности этих осадков представлены полимиктовыми, кварцевыми и карбонатными песками. В полимиктовых песках минералы и обломки местных пород присутствуют в самых разнообразных соотношениях [Павлидис и др., 1976]. Кварцевые пески современных пляжей имеют довольно ограниченное распространение. Среди них, кроме почти чистых кварцевых песков (бухта Кортес в провинции Пинар-дель-Рио, западное и северо-западное побережья о. Хувентуд), известны также “черные пески” (пляж Бибихагуа на о. Хувентуд), содержащие до 85% кварца, обломки графитовых сланцев, рutil, гранат и турмалин [Финько и др., 1973; Васильев, 1975]. Карбонатные пески образованы в основном раковинным детритом, в котором преобладают раковинки фораминифер. Реже встречаются пески с преобладанием раковинно-кораллового детрита. Галечники обычно слагают штормовые валы, хотя некоторые валы сложены преимущественно песчаным материалом. В гальке преобладают обломки кораллов, реже встречаются обломки известняков. Весь скелетный материал песков и галечников образован арагонитом. В песках обычно присутствует незначительная примесь кварца, обломков зеленокаменно измененных вулканитов и т.п.

Голоценовые известняки и калькарениты, изредка встречающиеся в пределах современных пляжей на самой низкой террасе, — это серые относительно слабо консолидированные пористые породы. В их составе присутствуют обломки кораллов, раковинный детрит, раковинки фораминифер, галька и валуны подстилающих пород, в том числе известняков группы Хайманитас и красноцветных образований формации Сала-

до; встречаются крупные раковины моллюсков, сохранившие цвет перламутрового слоя. Весь скелетный материал образован арагонитом, а цемент представлен метаколлоидным и криптокристаллическим кальцитом или магнезиальным кальцитом с разной степенью изоморфного замещения магния кальцием. Реже в цементе присутствует кристаллический кальцит.

АЛЛЮВИЙ

На Кубе, как уже говорилось, полностью отсутствуют современные аллювиальные равнины, а врезающиеся реки преобладают над равновесными. Поэтому голоценовый аллювий имеет весьма ограниченное распространение. Сложные им участки достигают размеров, позволяющих говорить об изображении их на карте, только в расширениях речных долин, связанных чаще всего либо с карстовыми процессами (с обрушением кровли карстовых полостей и т.п.), либо с приспособлением рек к уклонам, созданным морской абразией или аккумуляцией осадков.

Вероятно, заслуживает изображения на карте голоценовый аллювий, слагающий дельты таких крупных рек, как Манати и Саса в провинции Санти-Спиритус, Кауто в провинции Гранма и другие, а также аллювий, частично, а иногда и полностью заполняющий ингрессионные бухты, возникшие в устьях некоторых рек в ходе голоценовой трансгрессии. Этот аллювий представлен преимущественно серыми и буровато-серыми илами, песчаными илами и суглинками с редкими прослоями гравия и мелкой гальки. Только в горных районах узкие поймы рек сложены, как правило, галечниками.

Минералогические характеристики голоценового аллювия обнаруживают такую же прямую зависимость от источников питания, как и характеристики плейстоценового аллювия. В районах, где пестроцветная каолиновая кора выветривания отсутствует, голоценовый аллювий имеет полимиктовый состав с преобладанием диоктаэдрических смектитов в глинистом материале. В районах развития коры выветривания он отличается олигомиктовым составом, а в его глинистом материале присутствуют каолинит, каолинит-смектиты, диоктаэдрические гидрослюды и т.п.

БОЛОТНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Эти образования формируются в двух различных обстановках. Мангровые болота возникают в море, и их развитие представляет собой рост суши за счет моря. В пределах мангровых болот, окаймляющих побережья, береговую линию — границу между морем и сушей — можно провести только условно. Пресноводные прибрежные болота возникают на суше, в зонах разгрузки грунтовых вод, преимущественно карстовых, происходящей в результате подпора этих вод морем. Развитие этих болот не изменяет границы между сушей и морем, и береговая линия в районах их распространения имеет четкие очертания.

Геоморфологическое сходство районов развития этих двух типов болот начинается с того, что и те и другие представляют собой берега, на которых довольно широкая полоса низменной суши граничит с такими же широкими участками мелководного моря. Кроме того, в обоих случаях берега не несут никаких следов недавней регрессии моря. Осушенные в результате отступления моря болота с отмершей мангровой растительностью, встречающиеся в пределах Карибского региона [Schubert, Valastro, 1976], на Кубе практически неизвестны. Отложения пресноводных прибрежных болот не протягиваются в глубь суши больше, чем на первые километры, и не выходят за пределы зоны периодического заболачивания, возникающего во время влажных сезонов. В то же время, быстрое наступление моря на сушу вряд ли может способствовать развитию широкой полосы мангровых зарослей на прибрежных отмелях и более или менее длительному накоплению болотных отложений в прибрежной полосе суши. Очевидно, мы вправе считать, что в течение последних тысячелетий эти берега характеризовались стабильным положением границы между сушей и морем или очень медленным наступанием моря на сушу.

Поверхностный сток с более возвышенной суши на прибрежные болота незначителен, так как основная масса атмосферных осадков фильтруется в карстовые полости. Поэтому пресноводные прибрежные болота практически не получают терригенного материала и их отложения представлены в основном растительными остатками и карбонатными илами. Этот же материал преобладает и в составе отложений мангровых болот, так как энергия волновых процессов на отмелях, занятых мангровыми зарослями,

ничтожна, и благоприятная обстановка для поступления терригенного материала в их пределы возникает, по-видимому, сравнительно редко. Тем не менее среди отложений мангровых болот встречаются также и карбонатно-глинистые и глинистые фации.

Наиболее характерными представителями терригенных фаций отложений мангровых болот можно считать сильно засоленные темно-серые и темно-бурые глины и песчаные глины с обугленными остатками стволов и корней мангров. На поверхности этих осадков нередко образуется разорванная трещинами корочка мощностью 1–2 мм, переполненная водорослями. Основная масса отложений представлена тонкодисперсным глинистым веществом со струйчатой или хлопьевидной текстурой, представленным слюда-сметитами с различными соотношениями слюдистых и смектитовых пакетов, каолинит-сметитами и рентгеноаморфными соединениями. Темный цвет отложений обусловлен присутствием органического вещества. Основная масса глинистого вещества содержит много обрывков растительной ткани, иногда – скопления угловатых зерен кварца алевритовой размерности. Изредка встречаются спикулы губок, сложенные опалом. Карбонатный скелетный материал встречается еще реже. Из новообразований в глинах встречаются кристаллы гипса и других растворимых в воде солей и гнезда тонкокристаллического карбонатного вещества, точнее не определенного.

Карбонатные фации отложений мангровых болот представлены тонкими карбонатно-органогенными илами с тем или иным количеством растительного детрита. Количественные соотношения между растительным и карбонатным материалом меняются в широких пределах. Встречаются белые, мелоподобные рыхлые илы без растительного детрита, серые илы с остатками растений и карбонатный торф. Все эти разновидности содержат раковины наземных моллюсков. Карбонатный материал представлен тонкими скелетными остатками и пелитоморфной карбонатной цементной массой. Скелетные остатки содержат раковинный детрит, раковинки остракод и фораминифер, иглы морских ежей и т.п. Встречается и силикатный скелетный материал – спикулы губок и радиолярии, сложенные опалом. Характерна хорошо выраженная линейная ориентировка продолговатых скелетных обломков. Иногда скелетные остатки составляют почти 90% отложений, в других случаях преобладают пелитоморфные карбонаты. Весь карбонатный материал отложений мангровых болот представлен минеральной ассоциацией арагонита, магнезильного кальцита и кальцита, сходной с той, которая отмечалась для голоценовых известняков и калькаренитов.

Серые карбонатные илы пресноводных болот представлены двумя разновидностями. Одна из них образована пелитоморфным карбонатным веществом с большим количеством раковин наземных и пресноводных моллюсков и растительного детрита разной степени сохранности. В структуре другой разновидности различаются переплетения трубчатых нитей диаметром до 0,025 мм и длиной до 0,2 мм, образованных криптокристаллическим карбонатом. Нередко эти образования, очевидно, представляющие собой остатки водорослей, являются пороодообразующим компонентом илов. Карбонатный материал обеих разновидностей илов представлен магнезильным кальцитом.

Карбонатные отложения мангровых и пресноводных болот обычно содержат незначительное количество (менее 1%) нерастворимого в 2%-ной соляной кислоте остатка. Это зерна кварца алевритовой размерности, а в отложениях мангровых болот также спикулы губок и радиолярии. Глинистые минералы (фракция мельче 0,001 мм) либо отсутствуют совсем, либо бывают представлены преимущественно рентгеноаморфными соединениями.

Все болотные отложения занимают самое низкое положение в рельефе суши, и определить их мощность в большинстве случаев не представляется возможным. По данным вибробурения в районе бухты Броа (южное побережье провинций Гавана и Матансас), мощность отложений пресноводных прибрежных болот, залегающих иногда на торфяниках, а иногда на красноцветных отложениях, относящихся, вероятно, к формации Вильяроха, не превышает 1,7 м [Ionin et al., 1969]. Можно, по-видимому, считать, что эти данные дают общее представление о мощности всех разновидностей болотных отложений.

Тесную генетическую связь с отложениями пресноводных болот обнаруживают тонкослоистые карбонатные корки, образующиеся на поверхности известняков, обнажающихся в наиболее низменных прибрежных районах. Эти корки образованы неправильно ритмичным чередованием темных и светлых слоев толщиной в доли миллиметра. В слоях можно видеть сгустки и причудливо ветвящиеся трубки, сложенные пелитоморфным карбонатным материалом. Полости трубок заполнены тонкокристаллическим карбонатным веществом, в котором просвечивают реликты клетчатой структуры. Эти особенности строения карбонатных корок позволяют считать, что они имеют органогенно-водорослевое происхождение. Карбонатный материал корок

представлен магнизиальным кальцитом и кальцитом. Ритмичная слоистость этих образований, несомненно, связана с периодическим затоплением зон их развития.

Ф. Немец и его соавторы [Nemes et al., 1967], назвавшие эти образования эвапоритами, установили, что после сильных дождей обширные, но неглубокие понижения карстового рельефа на сложенных известняками низменностях затопливаются солеными и солончатыми водами. Это, очевидно, связано с тем, что затопление происходит не за счет поверхностного стока, а за счет подъема уровня карстовых вод, формирующихся в прибрежных зонах не только за счет атмосферных осадков, но, по-видимому, и за счет морских приливов. В этих эфемерных озерах, по наблюдениям Ф. Немеца с соавторами [Nemes et al., 1967, p. 102], появляются сгустки светло-серого, иногда зеленоватого карбонатного органического вещества, количество которых быстро увеличивается. При высыхании озер карбонатный материал оседает на поверхности известняков и во время сухого сезона образует довольно твердую корку. По данным этих исследователей, в районе пос. Манеадеро на п-ове Сапата (провинция Матансас) мощность этих корок достигает 1 м. Чаше, однако, она не превышает первых сантиметров.

ТОРФЯНИКИ

Достаточно крупные массивы торфяников, несомненно заслуживающие выделения на карте, известны в самых разных районах Кубы. Три самых крупных массива — Сьенага-де-Рематес в провинции Пинар-дель-Рио, Сьенага-де-Ланьер на о. Хувентуд и Сьенага-де-Сапата в провинции Матансас — по мнению авторов работы “Геология Кубы” [Furrazoia-Vermúdez, et al., 1964, p. 98], связаны в своем формировании с тектоническими депрессиями. По нашему мнению, это не соответствует действительности.

Все три района располагаются в одинаковой геолого-геоморфологической ситуации — торфяники всюду залегают на маломощных известняках и калькаренитах группы Хайманитас, а их наиболее древние, лежащие ниже уровня моря слои — на подстилающих группу Хайманитас известняках и калькаренитах формации Авало. Поверхность сложенной известняками группы Хайманитас аккумулятивной рифовой равнины в наиболее поднятых участках имеет высоту 5—7 м над уровнем моря. Торфяники заполняют понижения в пределах этой равнины; высота сложенных ими равнинных поверхностей составляет всего 1—2 м над уровнем моря, причем мощность торфяников, составляющая обычно 2—3 м, в отдельных случаях может превышать 10 м. Таким образом, накопление торфяников, несомненно, началось при более низком положении береговой линии, чем в настоящее время. Однако строение рельефа районов распространения торфяников позволяет считать, что это изменение положения береговой линии было связано не с тектоническими движениями, а с гляциоэвстатическими колебаниями уровня моря.

Примером, подтверждающим это положение, может служить депрессия Сьенага-де-Ланьер на о. Хувентуд, располагающаяся на границе между мезозойскими метаморфическими породами и известняками, слагающими южную окраину острова. Очертания депрессии и ее отдельных частей, так же как и форма уступов, отделяющих ее поверхность от сложенной известняками равнины, позволяют говорить о ее полном сходстве с карстовыми впадинами, развитыми на известняках. Депрессия Ланьер представляет собой огромное карстовое поле с причленяющимися к нему карстовыми долинами, выработанное в известняках непосредственно на их границе с метаморфическими породами и лишь впоследствии заполненное торфяниками. Положение депрессии не связано с разрывами, так как пройденные в этом районе буровые скважины показывают, что поверхность метаморфических пород погружается под известняки плавно, не обнаруживая никаких смещений по разрывам.

На Кубе следы карстовых процессов прослеживаются значительно ниже уровня моря [Acevedo González, 1967; Núñez Jiménez et al., 1968]. Буровыми скважинами карстовые полости были встречены на глубинах до 60 м ниже уровня моря [Nemes et al., 1967, p. 94]; возможно, они встречаются и глубже. Их развитие, несомненно, совпало во времени с гляциоэвстатическими регрессиями. Начало формирования карстовой депрессии Ланьер относится, вероятно, к первым регрессиям плейстоцена, во время которых карст развивался на известняках формации Авало, слагающих основание всей южной прибрежной равнины о. Хувентуд. Судя по тому, что поверхностный карст этой депрессии охватывает и более молодые известняки группы Хайманитас, развитие карста продолжалось и во время последних (висконсинских) регрессий. Таким образом, голоценовая трансгрессия и соответствующий подъем уровня грунтовых вод были очевидной причиной заболачивания депрессии Ланьер, затухания карстовых про-

цессов и накопления торфяников в пределах этой депрессии. Сходство геологического строения и геоморфологии всех трех районов развития крупнейших торфяниковых массивов Кубы позволяет уверенно считать, что история их формирования также была одинаковой.

Торфяники Кубы, по данным Ю.А. Львова [1967], сложены низинными торфами и карбонатными илами; алюмосиликатный материал практически отсутствует. Торф представлен преимущественно травяными видами — водолубовым, рогозово-кортадеровым и кортадеровым, а на участках с повышенным карбонатонакоплением — очеретниковым. Травянисто-древесные и древесные виды торфа встречаются значительно реже. Карбонатные илы могут подстилать торф, переслаиваться с ним или перекрывать его. В наиболее крупном массиве торфяников Кубы — Сьенага-де-Сапата — карбонатные отложения составляют до 50% залежи. Карбонатные илы торфяников полностью аналогичны илам пресноводных прибрежных болот и по структуре и по минеральному составу (магнезиальный кальцит). На осушенных болотах в торфе встречаются выделения гипса.

В книге "Геология Кубы" [Furrazola-Bermúdez et al., 1964, p. 96–98] приведены сведения о радиоуглеродных датировках торфяников п-ова Сапата — от 5000 до 5500 лет, по данным А.С. Оленина, и около 11000 лет, по данным компании "Недеко". Как уже говорилось (см. с.82), надежность радиоуглеродных датировок в тропических районах очень невелика, и эти данные могут скорее вызывать определенные сомнения относительно голоценового возраста торфяников, чем подтверждать его. Однако в данном случае геологическая ситуация настолько бесспорно свидетельствует о голоценовом возрасте этих образований, что приведенные выше радиоуглеродные определения возраста торфяников можно считать достаточно близкими к действительности.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ КУБЫ В ПОЗДНЕМ КАЙНОЗОЕ

На начальной стадии наших исследований доантропогенную позднекайнозойскую историю геологического развития Кубы можно было представить в виде довольно простой схемы — единая миоценовая (или олигоцен-миоценовая) трансгрессия в условиях относительной тектонической стабильности или медленного недифференцированного опускания, затем энергичные поднятия конца миоцена или начала плиоцена и возникновение на месте современных Больших Антильских островов обширной плиоценовой суши — Амегинии [Kartashov, Mayo, 1972c]. Как и следовало ожидать, простота этой схемы объяснялась главным образом недостаточной геологической изученностью Кубы. Новые обобщающие работы по геологии Кубы, появившиеся в последнее время [Puscharovskiy, Albear, 1974; Kusnetzov et al., 1977; Iturralde-Vinent, 1977; и др.], и готовящиеся к публикации материалы геологической съемки масштаба 1:250 000, проводившейся Институтом геологии и палеонтологии Академии наук Кубы в сотрудничестве с геологами академий наук Болгарии, Польши и Венгрии, содержат сведения, заставляющие пересмотреть эту схему и внести в нее изменения.

Прежде всего приходится отметить, что резкого изменения условий геологического развития, связанного с трансгрессией, начинавшейся в миоцене или позднем олигоцене, на Кубе не происходило. По сравнению с поздним эоценом, когда большая часть современной территории Кубы была покрыта морем, олигоцен действительно был временем довольно широкого развития суши. Однако олигоценая регрессия привела лишь к возникновению нескольких крупных островов [Iturralde-Vinent, 1977, p.9—10, fig. 5, 6]. В раннем миоцене площадь суши на территории Кубы несколько сокращалась, но при этом сокращалась и роль карбонатного осадконакопления, очевидно, за счет увеличения поступления терригенного материала с суши [Там же, p. 11, fig. 7].

Видимо, представления о том, что конец олигоцен — начало миоцена следует считать началом существенно нового этапа геологического развития Кубы, "... этапа относительной тектонической стабильности или медленного недифференцированного опускания земной коры" [Kartashov, Mayo, 1972c, p. 108], были ошибочными.

Начавшаяся в позднем эоцене "позднегеоантиклинальная" [Knipper, Cabrera, 1974], "квазиплатформенная" [Хаин, 1975], или "платформенная" [Iturralde-Vinent, 1977] стадия геологического развития Кубы, очевидно, не включала в себя сколько-нибудь продолжительных этапов тектонической стабильности или отсутствия дифференцированных тектонических движений. В течение всей этой стадии в пределах современной территории Кубы существовали блоки, различавшиеся не только по интенсивности вертикальных тектонических движений, но и по их направленности [Iturralde-Vinent, 1977] (см. рис. 1).

Как известно, разделение кайнозоя (как и других геологических эр) на ранний и поздний или на ранний, средний и поздний не регламентируется какими-либо международными соглашениями и в каждом регионе производится таким образом, чтобы эти крупные подразделения эр соответствовали основным стадиям геологического развития этого региона. Современные данные подтверждают обоснованность разделения кайнозоя Карибского региона на ранний (до среднего эоцена включительно), средний (поздний эоцен — средний миоцен) и поздний [Puscharovskiy, Albear, 1974]. Начало позднего кайнозоя — поздний миоцен — это время резкого изменения в ходе геологического развития Кубы, время, когда впервые почти вся современная территория Кубы стала сушей, точнее — частью более обширной суши.

Предложенное М. Итурральде-Винентом разделение территории Кубы на ряд блоков с различным тектоническим режимом (см. рис. 1) можно, очевидно, широко использовать в палеогеографическом анализе позднекайнозойской истории геологического развития. Необходимо, правда, принимать во внимание, что это разделение

основано на оценке суммарной амплитуды вертикальных тектонических движений в течение всего среднего и позднего кайнозоя и что на отдельных этапах этой "платформенной" стадии преобладающие тенденции тектонического режима этих блоков нередко менялись на обратные [Iturralde-Vinent, 1977, p. 17, fig. 11].

В позднейкайнозойском геологическом развитии Кубы довольно четко выделяются два этапа, граница между которыми, по-видимому, может быть проведена где-то в конце плиоцена или в начале плейстоцена. От первого, миоцен-плиоценового, этапа на территории Кубы почти не сохранилось отложений. Этот факт и ряд других, косвенных соображений позволяют считать, что на протяжении всего этого этапа Куба была частью более обширной, чем в настоящее время, суши и лишь весьма ограниченные участки ее территории были постоянно или периодически затоплены морем. Второй, плиоцен-антропогеновый, этап, начавшийся трансгрессией, оставившей на территории Кубы карбонатные осадки формации Ведадо (Авало) и терригенные осадки формаций Гуане, Датиль и Баямо, отличался чередованием трансгрессий и регрессий. Во время трансгрессий море заливало значительные участки современной территории Кубы, вырабатывая абразионные равнины и отлагая на них сравнительно маломощные толщи терригенных и карбонатных осадков. Во время регрессий осушался, как правило, весь мелководный шельф Кубы, а накопленные ранее осадки интенсивно перерабатывались карстовыми процессами и процессами выветривания.

МИОЦЕН-ПЛИОЦЕНОВЫЙ ЭТАП

Материалы геологической съемки масштаба 1:250 000, завершенной недавно на территориях бывших провинций Лас-Вильяс и Пинар-дель-Рио, свидетельствуют о региональном перерыве в морском осадконакоплении, захватывавшем поздний миоцен и большую часть плиоцена. По-видимому, именно в позднем миоцене на месте современной Кубы впервые возникла довольно обширная суша, захватывавшая не только большую часть ее территории, но и значительные участки примыкающих к ней современных акваторий.

Дополнительные основания для предположения о существовании этой суши и о ее соединении с континентом дает анализ филогенетических характеристик антильских неполнозубых [Kartashov, Mayo, 1972c], позволяющий сделать следующие выводы:

1. Неполнозубые семейства *Megalonychidae* (наземные ленивцы) дожили на Больших Антиллах, как и на континенте, до позднего плейстоцена, а может быть, и до голоцена.

2. Наиболее архаичные плейстоценовые формы антильских неполнозубых *Miocnus* (Куба), *Synocnus* (Гаити) и *Acratocnus* (Пуэрто-Рико) настолько сходны между собой и настолько близки к роду *Paulocnus* (плейстоцен о. Кюрасао) и к роду *Pliometanastes* (средний плиоцен Северной Америки), что вряд ли можно сомневаться в происхождении всех этих форм от общего предка. Этот общий предок был близок к роду *Eucholeops* из среднего миоцена Патагонии. В Южной Америке эволюция этого общего предка дала такие верхнемиоценовые формы, как *Pliomorphus* и *Ortotherium*.

3. Сходство наиболее специализированных форм наземных ленивцев, *Megalocnus* (плейстоцен Кубы) и *Megalonyx* (верхний плиоцен Калифорнии), объясняется, скорее всего, их происхождением от общего предка, близкого к роду *Pliometanastes*.

4. Гипотеза о заселении Больших Антилл наземными ленивцами путем миграций на плавучих скоплениях растительности (на естественных плотках) с континента на острова и с острова на остров выглядит довольно фантастической, а в свете данных об их происхождении от единых предков и вообще неправдоподобной. Для объяснения того факта, что эти малоподвижные и не плавающие животные обитали в плейстоцене на Больших Антиллах, по-видимому, необходимо предположить существование сухопутных "мостов" между континентом, Кубой, Гаити и Пуэрто-Рико. Филогенетические особенности антильских неполнозубых (рис. 16) свидетельствуют о том, что такие "мосты" должны были существовать в верхнем миоцене — плиоцене.

5. Наиболее специализированные наземные ленивцы из плейстоцена Кубы, *Cubanocnus* и *Megalocnus*, не имеют аналогов ни на Пуэрто-Рико, ни на Гаити. Формы, занимающие промежуточное положение между наиболее и наименее специализированными, представленными на Кубе родом *Mesocnus* и на Гаити родом *Parocnus*. На Пуэрто-Рико такие формы обнаружены не были. Вероятно, сухопутные "мосты" между Большими Антиллами перестали возникать еще в плиоцене, причем связь между Гаити и Пуэрто-Рико прекратилась раньше, чем связь между Кубой и Гаити. Связь между Кубой и континентом сохранялась дольше всего.

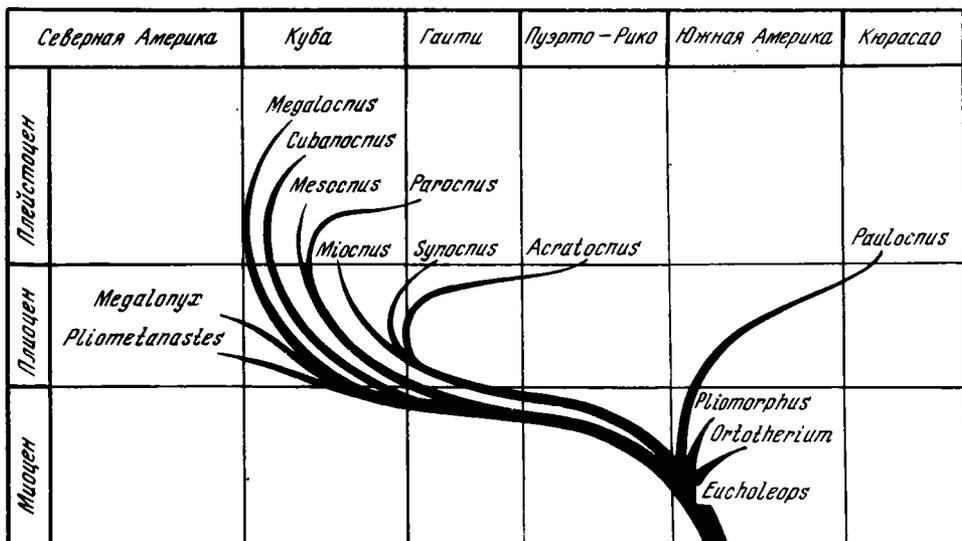


Рис. 16. Филогения антильских наземных ленивцев (Megalonychidae)

Пытаясь реконструировать очертания суши, существовавшей на месте Кубы в позднем миоцене — плиоцене, необходимо также принимать во внимание данные М. Итурральде-Винента [Iturralde-Vinent, 1969, 1977; Iturralde-Vinent, Morales Hernández, 1973] о том, что на протяжении всего этого этапа крайний север провинции Матансас и почти весь п-ов Сапата были залиты морем. Морские терригенно-карбонатные осадки верхнего миоцена были установлены, кроме того, на юге центральной Кубы, в пределах блока Хатибонико [Sánchez Arango, 1977]. Материалы геологической съемки восточной Кубы в масштабе 1:250 000 также не свидетельствуют о существовании регионального перерыва в осадконакоплении в позднем миоцене и плиоцене. Эти материалы, скорее, дают основания предполагать, что в прибрежных зонах восточной Кубы миоцен-плиоценовый этап характеризовался неоднократной сменой морского осадконакопления субаэральным размытием.

Таким образом, в течение миоцен-плиоценового этапа суша, более обширная, чем в настоящее время, существовала на западе Кубы. На юге центральной Кубы некоторые прибрежные участки современной суши в позднем миоцене были залиты морем, но в общем граница моря и суши была, по-видимому, близка к современной. На севере суша, существовавшая на месте центральной Кубы, распространялась, вероятно, в пределы Багамской платформы. Однако на Багамских островах не было обнаружено остатков неполнозубых, и это позволяет предполагать, что на большей части Багамской платформы в позднем миоцене и плиоцене существовало море. Западная и центральная Куба соединялись нешироким перешейком, в пределах которого временами мог возникнуть пролив, разъединявший эти массивы суши. Очертания восточной Кубы были близки к современным, а площадь ее суши то несколько расширялась, то сокращалась за счет прибрежной полосы. Более или менее устойчивое соединение с континентом существовало, скорее всего, на северо-западе — западная Куба была полуостровом Центральной Америки, представлявшим собой продолжение Юкатана. Периодически возникало соединение Кубы с Гаити.

Представления об Амегинии — плиоценовой суше, объединявшей Большие Антиллы и периодически соединявшейся с континентом [Kartashov, Mayo, 1972c], — нуждаются в существенных уточнениях. Во-первых, соединение западной Кубы с континентом было, по-видимому, более устойчивым и существовало дольше, чем сухопутные "мосты" между отдельными островами; во-вторых, соединения между Кубой и Гаити и между Гаити и Пуэрто-Рико могли возникать одновременно — иными словами, единой плиоценовой суши на месте Больших Антилл могло и не существовать.

Характерным для рельефа миоцен-плиоценовой Кубы было существование значительных участков суши, только что выведенных из-под уровня моря и еще недавно, в раннем и среднем миоцене, представлявших собой области морской, преимущественно карбонатной седиментации. Естественно, что на таких участках были развиты низкие аккумулятивные равнины, сложенные преимущественно карбонатными осадками

миоцена. Эти равнины не только полностью занимали всю территорию блоков преобладания опусканий над поднятиями и слабого преобладания поднятий над опусканиями. Судя по характеру распространения миоценовых отложений, аккумулятивные равнины этого времени были распространены и на окраинах блоков существенного преобладания поднятий над опусканиями, а блок Моа — Баракоа, скорее всего, весь был занят такой равниной.

Таким образом, рельеф миоцен-плиоценовой Кубы был в общем более равнинным, чем рельеф современной Кубы. Горный рельеф существовал, вероятно, только в пределах блока Сьерра-Маэстра и, может быть, в юго-восточной части блока Вилья-Клара (Эскамбрай). На остальной территории блоков существенного преобладания поднятий над опусканиями рельеф существовал, по-видимому, холмистый рельеф, причем возможно, что в блоке Гуане абсолютные и относительные высоты этого рельефа были несколько больше, чем в других районах развития холмистого рельефа.

С миоцен-плиоценовым этапом было связано начало массового развития карстовых образований на равнинах, сложенных миоценовыми карбонатными осадками. Поскольку высота этих равнин над уровнем моря была еще очень невелика, интенсивность карстовых процессов в их пределах также не могла быть значительной, тем не менее можно с достаточной уверенностью считать, что подавляющее большинство современных карстовых образований, развитых на карбонатных породах олигоцена и миоцена, начинало формироваться в течение миоцен-плиоценового этапа. Значительной интенсивностью карстовые процессы миоцен-плиоценового этапа обладали в западной части блока Гуане, на холмистом рельефе, сложенном преимущественно мезозойскими карбонатными породами. Этот район стал суше еще в допозднекайнозойское время, и тогда же, очевидно, началось формирование его карстовых образований. Конечно, оценить относительное значение различных этапов геологического развития в становлении сложнейшего комплекса карстовых образований современных возвышенностей (могут) Сьерры-де-лос-Органос и карстовых депрессий, располагающихся в западной части блока Гуане, очень трудно. Однако можно не сомневаться в том, что в миоцен-плиоценовом этапе карстовые образования этого района развивались значительно энергичнее, чем карстовые образования равнин.

Палеогеографическая схема миоцен-плиоценового этапа геологического развития Кубы представлена на рис. 17. Конечно, многие данные, положенные в основу этой схемы, имеют еще предварительный характер. Определения возраста некоторых средние и верхнекайнозойских формаций еще нуждаются в уточнениях, а изменения в этих определениях повлекут за собой соответствующие изменения в реконструкциях последовательности геологических событий позднего кайнозоя Кубы. Тем не менее современные представления о палеогеографии Кубы в начале позднего кайнозоя, краткая сводка которых приведена на схеме, изображенной на рис. 17, несомненно, отражают действительную ситуацию гораздо точнее, чем это было возможно ранее.

Вряд ли можно сомневаться в том, что заметную роль в возникновении обширной позднемиоценовой суши на месте современных Больших Антилл и в последующем сокращении ее площади сыграли гляциоэвстатические колебания уровня моря, связанные с возникновением Антарктического ледникового щита и изменениями его объема. По данным глубоководного бурения, наиболее интенсивный рост Антарктического ледникового щита происходил как раз в позднем миоцене. Связанное с ним понижение уровня Мирового океана достигло максимума (вероятно, около 100 м по сравнению с доледниковым уровнем) примерно 5 млн. лет назад. Период от 4,2 до 3,95 млн. лет назад был временем существенного потепления и сокращения ледникового щита приблизительно до его современных границ. Связанное с этим таянием льдов поднятие уровня моря оценивается примерно в 50 м [Hayes, Frakes, 1975, p. 937].

Однако, как ни значительна была амплитуда миоцен-плиоценовых гляциоэвстатических колебаний уровня моря, одними этими колебаниями вряд ли можно объяснить тот коренной перелом в ходе геологического развития Карибского региона, который мы рассматриваем как естественную границу между средним и поздним кайнозоем и одним из проявлений которого были изменения границ между сушей и морем, охарактеризованные выше. Основное значение для этих новых тенденций геологического развития, несомненно, имело существенное изменение тектонического режима региона, которое создавало благоприятный "фон" для проявления гляциоэвстатических колебаний уровня моря.

Анализируя характер позднемиоценового изменения тектонического режима, следует иметь в виду, что еще более резкое изменение в ходе кайнозойского геологического развития Кубы — завершение складчатых деформаций и значительных горизонтальных перемещений по разломам [Iturralde-Vinent, 1977] — приходится на поздний эоцен.

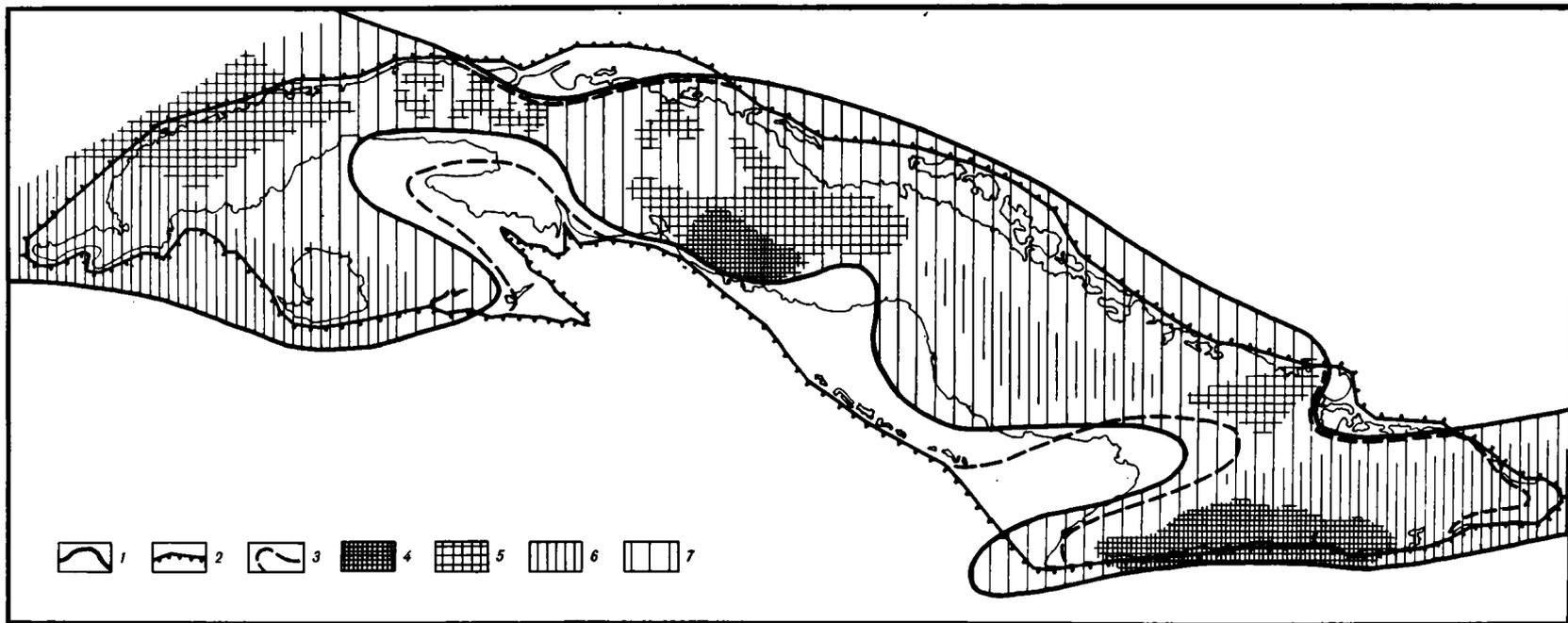


Рис. 17. Палеогеографическая схема Кубы на миоцен-плиоценовом этапе развития

1 – береговая линия позднего миоцена; 2 – система плиоценовых разломов, образовавшая границу шельфа и островного склона; 3 – береговая линия плиоценовых трансгрессий, затопивших участки шельфа и современной суши. Рельеф позднемiocеновой суши: 4 – горы; 5 – холмы; 6 – равнины, преимущественно деструктивные (абразионные), с останцовыми возвышенностями; 7 – равнины, преимущественно аккумулятивные, сложенные миоценовыми карбонатными осадками

Именно этот рубеж рассматривается как граница раннего и среднего кайнозоя Карибского региона. Средний и поздний кайнозой на Кубе и, по-видимому, на всех Больших Антиллах характеризовались преимущественно вертикальными "глыбово-волновыми движениями" [Шейн и др., 1978, с. 117].

Очевидно, основную роль в возникновении Больших Антильских островов в позднем миоцене, в возникновении соединений между ними и между Кубой и континентом, так же как и в последующем уничтожении этих соединений, играли изменения в характере вертикальных тектонических движений. Прежде всего можно говорить об уменьшении дифференцированности этих движений в пределах всей дуги Больших Антилл за счет общего преобладания поднятий над опусканиями, в результате чего на месте этой дуги возник единый мегантиклинорий. Увеличение глубин Юкатанской впадины, формирование глубоководного желоба Кайман и "Южно-Кубинской зоны глубинных разломов" [Шейн и др., 1978], увеличение глубин Северо-Кубинского прогиба, обусловленное, очевидно, прекращением компенсации его тектонического опускания накоплением осадков [Шейн и др., 1978, с. 113], — все это свидетельствует о резком усилении опусканий к югу и к северу от мегантиклинория Больших Антилл, происходившем, скорее всего, одновременно с усилением поднятий в пределах мегантиклинория.

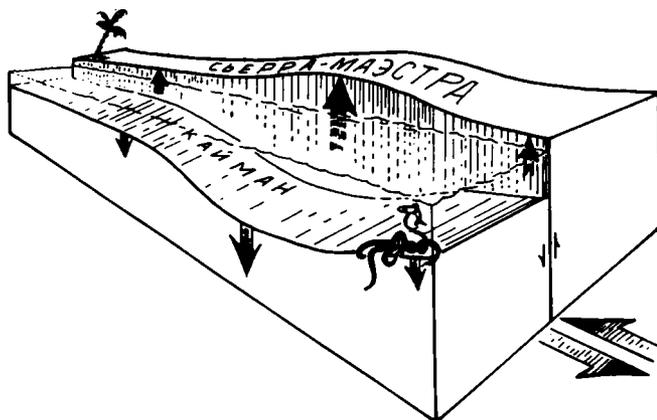
Таким образом, можно считать, что позднемиоценовое изменение режима вертикальных тектонических движений сводилось к уменьшению их пространственной дифференцированности при одновременном увеличении контрастности. Если для оценки направленности и амплитуды вертикальных тектонических движений принять за условную "точку отсчета" современный уровень моря, то главная роль в позднекайнозойском увеличении контрастности этих движений будет принадлежать увеличению амплитуды опусканий.

Формирование современного плоского и мелководного (10–20 м) шельфа Кубы, резким перегибом сочленяющегося с крутым островным склоном, началось, вероятно, еще в допозднекайнозойское время. Однако изменение режима вертикальных тектонических движений на рубеже среднего и позднего кайнозоя было особенно благоприятным для обособления мелководного шельфа, окаймленного крутым островным склоном. Это позволяет предполагать, что основные структурные особенности шельфа Кубы и в первую очередь его резкая граница с крутым основным склоном и сам островной склон были созданы в течение начального, миоцен-плиоценового этапа позднего кайнозоя.

Любому возникновению суши, обусловленному тектоническими поднятиями, очевидно, предшествует более или менее длительный период существования мелководных условий. Мелководные, шельфовые условия существуют в течение какого-то времени и после затопления суши морем. Таким образом, в районах, тектонический режим которых способствует чередованию морских и субаэральных условий, шельфы существуют более длительные сроки, чем поднимающаяся из-под уровня моря и вновь затопляемая суша. Это позволяет считать, что, даже если единой миоцен-плиоценовой суши на месте Больших Антилл и не возникало, шельф, окаймлявший эти острова в начале миоцен-плиоценового этапа, был единым, протягиваясь от Юкатана до Пуэрто-Рико и, вероятно, дальше на восток.

Очевидно, граница позднемиоценового шельфа Кубы почти повсеместно располагалась "мористее" границы ее современного шельфа. Единственным и весьма интересным для палеогеографических реконструкций исключением, судя по данным М. Итурральде-Винента [Iturralde-Vinent, 1977, p. 14, fig. 9, 10], был п-ов Сапата. Анализ видового состава фауны фораминифер из различных карбонатных и карбонатно-терригенных формаций этого района позволил М. Итурральде-Виненту прийти к выводу о том, что в позднем миоцене здесь существовали глубоководные (батимально-пелагические) условия, сменившиеся мелководными (неритовыми) только в плиоцене. Если этот вывод правилен, если район п-ова Сапата действительно стал шельфом только в плиоцене, то это означает, что граница шельфа и островного склона в позднем миоцене, по крайней мере в этой части Кубы, не была такой резкой, как в настоящее время.

Если бы между позднемиоценовым глубоководным морским бассейном, существовавшим на месте п-ова Сапата, и сушей, располагавшейся к северу от него, существовал такой же резкий перегиб рельефа, который характерен для всей внешней границы современного шельфа Кубы, то какие-то реликты этого перегиба должны были сохраниться в современном рельефе. Но в равнинном районе, располагающемся между п-овом Сапата и северным берегом Кубы, нет ни резких перегибов рельефа, ни молодых тектонических швов, которые должны были бы возникнуть в случае уничтожения прежней границы между шельфом и островным склоном движениями по разломам.



Р и с. 18. Схема симметричных неотектонических структур гор Сьерра-Маэстра и глубоководного желоба Кайман

В свете этих данных можно довольно уверенно считать, что на этом участке границы мегантиклинория Больших Антилл с Юкатанской впадиной позднекайнозойское увеличение контрастности вертикальных движений проявлялось сначала (в позднем миоцене) только в усилении изгибания земной коры, не сопровождавшегося ее крупными расколами. Разломы, определившие конфигурацию резкой границы мелководного шельфа с островным склоном и, вероятно, крутизну этого склона, возникали позже, — по-видимому, уже в плиоцене. Весьма правдоподобным нам кажется и предположение о том, что эти две стадии развития островных шельфов были характерны для всех Больших Антилл. Во всяком случае, уничтожение сухопутных "мостов", позволивших наземным ленивцам расселиться по всем Большим Антиллам, происходило не раньше плиоцена и, скорее всего, было связано с опусканиями значительных участков суши и шельфа по разломам, определяющим конфигурацию современных шельфов Больших Антилл.

Отводя вертикальным тектоническим движениям главную роль в позднекайнозойском геологическом развитии Кубы, нельзя, наверное, полностью исключить возможность хотя бы ограниченного участия в этом развитии и горизонтальных смещений по разломам. Признаки такого участия наиболее заметны в структурных особенностях глубоководного желоба Кайман (Бартлетт). Желоб Кайман, возникший в зоне трансформного разлома, по которому в конце среднего кайнозоя происходили левосторонние смещения, продолжает активно развиваться и в настоящее время, отличаясь повышенной сейсмичностью и повышенным тепловым потоком [Erickson et al., 1972; Хаин, 1975; Шейн и др., 1978]. С севера желоб ограничен поднятием подводного хребта Кайман — гор Сьерра-Маэстра, причем осевые линии желоба и поднятия параллельны. В восточной части этих параллельных структур, там, где поднятие заходит на территорию Кубы, можно наблюдать своеобразную симметрию их строения¹. Продольный профиль горного сооружения Сьерра-Маэстра имеет выпуклую форму, а продольный профиль участка желоба, располагающегося напротив гор Сьерра-Маэстра, — вогнутую. Самый прогнутый участок желоба (впадина Орьенте — 7239 м) располагается как раз напротив максимального поднятия гор Сьерра-Маэстра (пик Туркино — 1974 м). И в ту и в другую сторону от этих "точек перегиба" высоты гор Сьерра-Маэстра и глубины желоба Кайман уменьшаются. Вряд ли эту симметрию можно считать случайным совпадением, тем более что она легко объясняется тем, что какая-то часть вертикальных движений поднимающегося блока Сьерра-Маэстра и опускающегося блока Кайман является результатом одновременного поперечного изгиба этих блоков под действием тангенциальных напряжений, скорее всего, тех самых, которые были причиной левосторонних сдвиговых смещений по трансформному разлому (рис. 18).

Контрастность современного рельефа гор Сьерра-Маэстра и желоба Кайман является дополнительным доказательством того, что тектонические движения в их пределах сохраняли свою интенсивность на протяжении всего позднего кайнозоя. Так как одной из причин этих движений были тангенциальные напряжения, мы вправе предполагать, что левосторонние сдвиговые смещения по разлому, разделяющему блоки Кайман и Сьерра-Маэстра, не прекращались в течение миоцен-плиоценового этапа и, вероятно, принимали участие в уничтожении соединения Кубы с Гаити.

¹ Наше внимание к этой структурной особенности привлек в 1975 г. член-корреспондент АН СССР С.А. Федотов, находившийся в это время на Кубе в непродолжительной командировке.

Другими участками возможного проявления позднекайнозойских горизонтальных смещений по разломам мы считаем левосторонние сдвиги юго-запад — северо-восточного простирания, система которых, по мнению В.С. Шеина и его соавторов [1978], разбивает Кубу на несколько крупных блоков и включает в себя разлом, отделяющий ее от Юкатана. Кульминация смещений по этим сдвигам приходится на эоцен [Шейн и др., 1978, с. 117], и вся их система, очевидно, представляет собой более древнее образование, чем трансформный разлом Кайман. Однако смещения по этим сдвигам и по трансформному разлому можно, по-видимому, рассматривать как последовательные стадии единого процесса разрешения тангенциальных напряжений в земной коре путем ее раскола. Признание такой генетической связи позволяет считать вполне возможным, что в течение миоцен-плиоценового этапа левосторонние сдвиговые смещения могли происходить не только в зоне трансформного разлома Кайман, но и в системе сдвигов, разделяющих Кубу на блоки. Даже если эти подвижки не были значительными, они могли принимать активное участие в уничтожении позднемиоценового соединения Кубы с континентом.

ПЛИОЦЕН-АНТРОПОГЕНОВЫЙ ЭТАП

Как уже говорилось, плиоцен-антропогенный этап позднекайнозойского геологического развития Кубы состоял из неоднократного чередования трансгрессий и регрессий, оставлявших достаточно четкие следы в геологической летописи. Лучшая сохранность последних частей этой летописи и более четкая ритмичность геологических процессов антропогена по сравнению с доантропогенными характеристиками для Кубы не меньше, чем для любых других районов земного шара. Это обстоятельство и тот факт, что наши исследования были сосредоточены преимущественно на изучении антропогенных образований Кубы, позволяют характеризовать палеогеографию плиоцен-антропогенного этапа с гораздо большей детальностью, чем это удалось для более продолжительного миоцен-плиоценового этапа.

Мы попытались дать отдельные характеристики вначале первой трансгрессии этого этапа, а затем — каждому регрессивному интервалу вместе со следующей за ним трансгрессией. Конечно, по степени детальности эти характеристики заметно различаются в зависимости от количества данных, находящихся в нашем распоряжении. Тем не менее именно такой план построения данного раздела позволяет осветить всю последовательность геологических событий и изменений палеогеографической обстановки плиоцен-антропогенного этапа с максимально возможной полнотой.

Прежде чем перейти к палеогеографическим характеристикам отдельных трансгрессий и регрессий плиоцен-антропогенного этапа, имеет смысл привести некоторые соображения относительно общих особенностей его палеогеографии. Прежде всего следует отметить, что геоморфологический анализ достаточно убедительно свидетельствует о том, что тенденция к общему поднятию мегантиклинория Кубы (или кубинской части мегантиклинория Больших Антилл), зародившаяся еще в позднем миоцене, сохранялась в течение всего плиоцен-антропогенного этапа. Поднятия были, по-видимому, достаточно дифференцированными и прерывистыми, вполне возможно, что временами они почти полностью затухали. Но нигде на территории Кубы и, вероятно, на ее шельфе в течение плиоцен-антропогенного этапа не происходило дифференцированных опусканий, компенсировавшихся накоплением осадков соответствующего возраста.

Очевидно, трансгрессии этого этапа, заливавшие иногда обширные площади, превращая Кубу в группу разобщенных островов, но оставлявшие, как правило, лишь маломощные осадки, были связаны с эвстатическими поднятиями уровня моря. Ритмичность чередования трансгрессий и регрессий и их эвстатическая природа не позволяют сомневаться в том, что это чередование было обусловлено самой характерной особенностью природных условий антропогенного периода — ритмичным чередованием оледенений и межледниковий и соответствующими гляциоэвстатическими колебаниями уровня моря.

Геолого-геоморфологический анализ, опирающийся на положение о гляциоэвстатической природе трансгрессий и регрессий плиоцен-антропогенного этапа, позволяет установить основные черты истории развития неотектонических движений, на фоне которых проявлялись гляциоэвстатические колебания уровня моря. К сожалению, детальность наших работ не была достаточной для анализа возможного влияния "геоидной эвстатики" [Mörner, 1976] на плиоцен-антропогенные колебания уровня моря в Карибском регионе. Вряд ли можно оспаривать правильность положения Н.-А. Мёрнера о том, что форма геоида, от которой зависит уровень моря в каждой конкретной

точке акватории Земли, не могла оставаться неизменной в ходе геологического времени. В то же время пока еще нет никаких оснований считать, что "геоидозвстатические" колебания уровня моря были настолько быстрыми и настолько значительными, что могли существенным образом изменять общую картину гляциоэвстатической ритмичности.

Как уже говорилось, геологическая летопись антропогена Кубы содержит ясные следы существенных изменений климата. Самым заметным из этих изменений было прогрессивное иссушение климата в течение антропогена, позволившее нам выделить в местной стратиграфической схеме Кубы такие подразделения, как "влажный" и "сухой" плейстоцен. В настоящее время интенсивное химическое выветривание, сопровождающееся разрушением ряда глинистых минералов (в первую очередь смектитов, которые превращаются в смешанослойные каолинит-смектиты и, в конце концов, в каолинит) происходит только в тех районах Кубы, где годовое количество атмосферных осадков превышает 1800 мм. Между тем коры выветривания развитого типа на морских отложениях "влажного" плейстоцена Кубы встречаются в районах, где количество осадков много меньше, и только в районах, где оно не достигает 1200 мм/год, встречаются невыветрелые отложения "влажного" плейстоцена. Отложения "сухого" плейстоцена Кубы повсеместно лишены кор выветривания развитого типа. Эти факты позволяют прийти к следующим выводам:

1. В течение антропогена климат Кубы становился суше. Как будет показано в дальнейшем, в начале антропогена годовое количество атмосферных осадков в большинстве районов Кубы было на 600—700 мм больше, чем в настоящее время.

2. Резкое ослабление процессов химического выветривания на равнинах Кубы, позволяющее проводить границу между "влажным" и "сухим" плейстоценом, по-видимому, не было результатом постепенного изменения климатических условий и их перехода через "критическую точку" — годовое количество осадков 1800 мм. Как будет показано в дальнейшем, уменьшение влажности климата Кубы, определившее различия палеогеографической обстановки "влажного" и "сухого" плейстоцена, было не постепенным, а весьма резким, скачкообразным.

3. Во время регрессий, соответствовавших, очевидно, оледенениям, климат Кубы не испытывал заметной аридизации. Это позволяет предполагать, что если для антропогена Кубы было характерно чередование аридных и плювиальных циклов, то плювиальные циклы соответствовали скорее оледенениям, чем межледниковьям.

Как известно, проблема соотношения оледенений и межледниковий высоких и умеренных широт с аридными и плювиальными циклами субтропиков и тропиков, обсуждающаяся уже в течение многих десятилетий, пока еще не имеет однозначного решения. Исследования последних лет как будто бы достаточно убедительно показывают, что в Средиземноморье, Северной Африке и Австралии, по крайней мере в позднем плейстоцене и голоцене, похолоданиям соответствовали аридные циклы, а потеплениям — плювиальные [Fairbridge, 1972; Bowler, 1977]. Минералогическое изучение керны глубоководной скважины, пробуренной в Карибском море, позволило Э. Бонатти и С. Гартнеру [Bonatti, Gartner, 1973] прийти к таким же выводам относительно Карибского региона. Так как эти выводы кажутся нам ошибочными, мы рассмотрим их несколько подробнее.

В качестве индикатора влажности климата Э. Бонатти и С. Гартнер использовали отношение каолинита к кварцу, считая, что увеличение этого отношения свидетельствует об увеличении влажности. Нам кажется, что выбор кварца как показателя сухости климата не выглядит достаточно обоснованным. Более выразительным было бы, по нашему мнению, отношение каолинита к смектитам, так как каолинит "создается химическим выветриванием в очень влажных климатических условиях" [Bonatti, Gartner, 1973, p. 564] главным образом за счет разрушения смектитов. Это замечание, впрочем, не имеет решающего значения для критики их выводов, так как даже если содержание кварца в осадках совершенно не зависело бы от влажности или сухости климата, отношение каолинита к кварцу все равно отражало бы степень обогащения каолинитом источников питания седиментационных бассейнов.

Ошибочность выводов Э. Бонатти и С. Гартнера обусловлена тем, что они относят возникновение каолинита в результате химического выветривания и его накопление в морских осадках к одному и тому же времени. Отмеченная ими корреляция повышенных содержаний каолинита в осадках с положительными пиками палеотемпературной кривой в действительности должна объясняться тем, что антропогенные потепления сопровождались интенсивным размывом каолинитовых кор выветривания. Это и не удивительно, так как потепления были временами таяния ледников и развития гляциоэвстатических трансгрессий, затопивавших и абрадирававших прибрежные

равнины, на которых эти коры были особенно широко развиты. Высокая влажность климата действительно была характерна для периодов формирования каолиновых кор выветривания, но эти периоды, очевидно, не могли совпадать с периодами их интенсивного размыва, с гляциостатическими трансгрессиями и, следовательно, с глобальными потеплениями (межледниковьями).

Нужно сказать, что материалы, которыми мы располагаем, не дают убедительных доказательств того, что антропогену Кубы вообще было свойственно чередование плювиальных и аридных климатических циклов. Существование карстовых образований ниже современного уровня моря (см. с. 94) на фоне того факта, что большинство современных карстовых форм рельефа имеет реликтовый характер, позволяет предполагать, что во время висконсинских регрессий климат Кубы был влажнее, чем в голоцене. Косвенное подтверждение этого предположения можно видеть в том, что для современной аридной зоны Северной Америки характерно такое же соотношение между климатами висконсина и голоцена [Wells, 1977]. Однако интенсивное развитие карста ниже современного уровня моря могло происходить во время регрессий "влажного" плейстоцена, а в висконсине эти карстовые образования уже могли находиться в стадии деградации. Если же климат висконсина и был несколько влажнее голоценового, то это могло быть результатом продолжавшегося иссушения климата. Этот факт, очевидно, нельзя считать доказательством существования висконсинского плювиального цикла, сменявшего ардный цикл, соответствовавший сангамонскому межледниковью. Никаких убедительных доказательств аридности сангамонского климата и вообще существования каких-либо аридных циклов, сменявшихся плювиальными, на Кубе пока еще обнаружено не было.

Правда, по мнению Е.В. Шанцера и его соавторов [Шанцер и др., 1976], золианиты формации Санта-Фе являются показателем аридизации климата. Но исследования золианитов Бермудских островов [Bretz, 1960; Land et al., 1967] достаточно убедительно показали, что прибрежные дюны могут формироваться в условиях достаточно влажного климата, и это позволяет нам не соглашаться с Е.В. Шанцером и не считать прибрежные дюны, сложенные золианитами формации Санта-Фе, индикатором аридного климата.

Решение проблемы чередования аридных и плювиальных климатических циклов на Кубе затрудняется тем, что данные о характере процессов выветривания, отражающих климатические условия, относятся только к временам регрессий. Если в геологической летописи антропогена Кубы и присутствуют какие-либо следы процессов выветривания, происходивших во время трансгрессий, то обнаружить их и соответствующим образом интерпретировать мы пока еще не можем. Дело в том, что только во время регрессий выветриванию подвергаются свежие осадочные образования, сформированные непосредственно предшествовавшими трансгрессиями, и только в этих случаях удается сравнительно легко расшифровать характер процессов выветривания. В тех случаях, когда один цикл выветривания накладывается на другой, дать точную характеристику каждого из них, как правило, не представляется возможным.

Таким образом, предположение о том, что в антропогене климат Кубы характеризовался чередованием плювиальных и аридных циклов, опирается не на конкретные факты, а, скорее, на логические умозаключения, — во многих тропических и субтропических странах это чередование установлено достаточно надежно, и Кубу вряд ли следует считать исключением из общего правила.

Все это и объясняет сделанную нами оговорку — е с л и на Кубе существовали аридные и плювиальные климатические циклы, то установленная нами значительная влажность климата во время регрессий не позволяет говорить о соответствии плювиалов межледниковьям. Мы не исключаем полностью возможности того, что чередование плювиальных и аридных циклов на Кубе не было таким четким, как в других тропических районах, и что различия между этими циклами не были значительными. Этому могло способствовать то обстоятельство, что досангамонские трансгрессии заливали обширные участки территории современной Кубы, существенно изменяя соотношение между площадями моря и суши в ее пределах.

Считая все-таки более правдоподобным предположение о том, что в отношении чередования плювиальных и аридных климатических циклов Куба в принципе не отличалась от других тропических стран, мы полагаем, что границы этих циклов не могли совпадать с границами межледниковий и оледенений. Палинологические исследования М.П. Гричук [1961] и В.П. Гричука [Grichuk et al., 1965] установили, что в умеренном поясе Евразии более влажный климат существовал во второй половине каждого межледниковья и в первой половине следующего оледенения, а более сухой — во второй половине каждого оледенения и в первой половине следующего межледниковья. Конечно, трудно ожидать, что в тропической Атлантике соотношения между изменения-

ми температуры и влажности были такими же, как в умеренном поясе Евразии. Возможно даже, что они были противоположными — влажный климат сменялся сухим не в ледниковое, а в межледниковое время, а сухой влажным — не в межледниковое, а в ледниковое. Но вероятность того, что границы между пльвиальными и аридными циклами совпадали с границами оледенений и межледниковий, кажется нам ничтожно малой. Более того, нам кажется, что тот факт, что повсеместно каждый пльвиальный или аридный цикл захватывал какую-то часть оледенения и какую-то часть межледниковья, является одной из причин длительных разногласий в решении всей этой проблемы.

Переходя к характеристикам отдельных трансгрессий и регрессий плиоцен-антропогенного этапа, мы считаем необходимым еще раз отметить, что многие общие вопросы палеогеографии Кубы пока еще остаются невыясненными и требуют для своего решения значительно более детальных исследований. Проблема чередования сухих и влажных климатических циклов может служить примером таких вопросов.

ТРАНСГРЕССИЯ ВЕДАДО

Плиоцен-плейстоценовые геологические формации Кубы включают в себя наиболее древние морские терригенные и карбонатные осадки плиоцен-антропогенного этапа. Все эти осадки накапливались уже после завершения миоцен-плиоценового этапа, в течение которого на месте Кубы и ее шельфа существовала суша, более обширная, чем в настоящее время. Все они, несомненно, древнее всех прочих антропогенных формаций, включая самую древнюю из них формацию Гевара. Это позволило нам объединить их в одно стратиграфическое подразделение, однако в настоящее время мы еще не располагаем более или менее точными данными о возрастном диапазоне этого подразделения. У нас нет данных и о том, были ли эти осадки накоплены во время одной трансгрессии или во время сложного преимущественно трансгрессивного ритма, включавшего в себя одну или даже несколько регрессий. Мы назвали эту трансгрессию или этот трансгрессивный ритм трансгрессией Ведадо по названию той плиоцен-плейстоценовой формации, которая была выделена раньше других [Brönnimann, Rigassi, 1963].

Почти повсеместно осадки плиоцен-плейстоценовых формаций, накопленные во время трансгрессии Ведадо, залегают на более древних образованиях с разрывом и угловым несогласием. Правда, по данным геологической съемки восточной Кубы, проводившейся Институтом геологии и палеонтологии АН Кубы в 1972–1976 гг., формации Авало (Мая) и Баямо, которые мы связываем с той же трансгрессией Ведадо, в ряде случаев залегают на более древних образованиях согласно и без видимого перерыва. Однако степень геологической изученности тех районов, где были отмечены эти случаи, по нашему мнению, еще недостаточна для того, чтобы считать эти сведения бесспорным доказательством существования морских бассейнов в их пределах во время, непосредственно предшествовавшее трансгрессии Ведадо.

В пределах современной территории Кубы единственным районом, для которого можно достаточно уверенно предполагать отсутствие перерыва в осадконакоплении во время, непосредственно предшествовавшее трансгрессии Ведадо, является п-ов Сапата. Здесь, по данным М. Итурральде-Винента, существует непрерывный разрез верхнего миоцена и плиоцена [Iturralde-Vinent, 1969, 1977], а по нашим данным, верхняя часть этого разреза (верхняя часть формации Пенинсула М. Итурральде-Винента) соответствует формации Авало (Ведадо). На севере провинции Матансас М. Итурральде-Винент также установил непрерывный разрез верхнего миоцена и плиоцена, но там формация Ведадо, по-видимому, отделена от плиоценовой формации Канимар угловым несогласием.

Таким образом, можно считать установленным, что время Ведадо в пределах современной территории Кубы характеризовалось повсеместным наступлением моря на сушу, границы которой за немногими исключениями располагались за пределами современной суши, но, вероятно, в пределах современного шельфа, к этому времени уже в основном сформированного. Степень сохранности плиоцен-плейстоценовых осадочных формаций, возникших во время трансгрессии Ведадо, различна. Наиболее обширные площади, сложенные осадками этих формаций, известны на крайнем западе и на крайнем востоке Кубы, где к тому же присутствует достаточно полный комплекс карбонатных и терригенных фаций этих осадков. Однако и в этих районах некогда единые покровы морских плиоцен-плейстоценовых осадков в результате размыва и погребения под более молодыми осадочными толщами представлены в основном разобщенными фраг-

ментами. В остальных районах, от провинции Гавана на западе до провинции Камагуэй на востоке, известны преимущественно карбонатные фации этих осадков (формации Ведадо и Авало). На п-ове Сапата и к востоку от него, на равнине Сьенага-Ориental-де-Сапата, они известны на довольно обширных площадях, причем в большинстве случаев они перекрыты маломощной толщей молодых известняков Хайманитас и в естественных обнажениях встречаются довольно редко. В других районах они встречаются только в узкой прибрежной полосе, слагая террасы высотой обычно не более 50 м. Терригенные фации этих осадков (формация Гуане) представлены здесь лишь отдельными, случайно сохранившимися от размыва обнажениями, занимающими очень небольшие площади, как правило, удаленными от береговой линии.

Хотя сохранность карбонатных и терригенных осадков, формировавшихся во время трансгрессии Ведадо, недостаточна для детальной и хорошо обоснованной реконструкции палеогеографической обстановки, существовавшей в это время, основные черты этой обстановки можно восстанавливать с достаточной уверенностью.

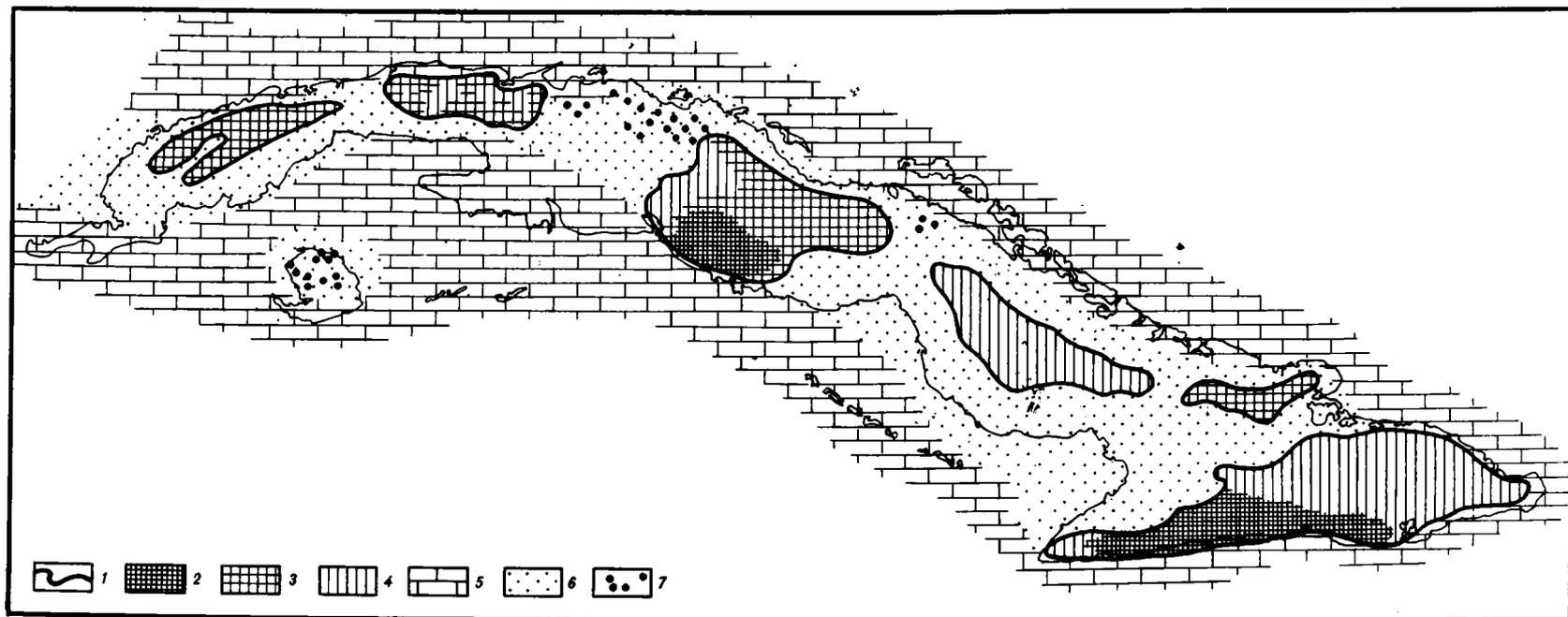
Положение береговой линии во время максимального развития трансгрессии Ведадо можно установить прежде всего по выходам конгломератовых фаций осадков этого времени (формации Гуане и Датиль), представлявших собой частично отложения пляжей, а частично — аллювиальных конусов выноса на тыловом шве прибрежно-морской равнины. В большинстве случаев перегиб рельефа, соответствовавший этой древней береговой линии, сохранился в районах выходов этих фаций до настоящего времени.

Терригенные фации осадков трансгрессии Ведадо, формировавшиеся в пределах внутренних зон шельфа, примыкавших к суше, сменялись карбонатными фациями, как правило, в пределах внешних зон шельфа, на более или менее значительном расстоянии от береговой линии. Однако в некоторых районах эти карбонатные фации слагают террасы, примыкающие к крутым склонам, выработанным в более древних породах: Хотя поверхность этих террас и их тыловые швы формировались в большинстве случаев, по-видимому, не одновременно с накоплением карбонатных осадков, а позже (в некоторых случаях, может быть, значительно позже), строение рельефа таких районов и характер контакта между осадками трансгрессии Ведадо и доантропогеновыми породами не позволяют сомневаться в том, что зона карбонатного осадконакопления в этих районах начиналась прямо возле береговой линии, не оставляя места для терригенных фаций.

Во время трансгрессии Ведадо в пределах Кубы существовало два типа таких берегов, где не происходило накопления терригенных осадков. Примером берегов первого типа могут служить участки распространения калькаренигов и водорослевых и коралловых известняков формации Ведадо на севере провинций Гавана и Матансас. Море здесь трансгрессировало на сушу, сложенную известняками и мергелями миоценового возраста. Волноприбойная абразия этой суши, разумеется, не могла поставлять в море терригенный материал, и этим, очевидно, и объясняется отсутствие терригенных осадков трансгрессии Ведадо на таких берегах.

Берега второго типа развивались в районах, где море абрадирировало сушу, сложенную преимущественно породами мезозойского метаморфического комплекса. Примеры таких берегов известны на южном побережье центральной Кубы (блок Вилья-Клара) и на крайнем юго-востоке Кубы (блок Моа — Баракоа). В первом районе коралловые известняки формации Авало слагают береговые террасы высотой до 50 м, а во втором ими почти полностью сложена прибрежная возвышенность, отделенная от "коренного берега" системой межгорных депрессий Тортугиля — Имиас. Плоские вершинные поверхности этой возвышенности поднимаются на 200—300 м над уровнем моря. В обоих районах характерной литологической особенностью коралловых известняков является почти постоянное присутствие заметного количества гравия и гальки метаморфических и магматических пород.

Замещение терригенных осадков коралловыми известняками на берегах этого типа объясняется, на наш взгляд, сочетанием двух факторов, — высокой активности волновых процессов, обусловленной строением рельефа (узкий шельф и крутой "коренной берег", не защищенный от волн), и высокой прочности метаморфических пород, слагающих эти берега. В результате этого сочетания, с одной стороны, абразия суши, несмотря на высокую активность волновых процессов, была очень медленной и поставляла на шельф лишь незначительное количество терригенного рыхлого материала, а с другой стороны, вынос рыхлого материала волновыми процессами за пределы береговой зоны был весьма интенсивным. Создавались условия, исключавшие возможность аккумуляции терригенных осадков в береговой зоне и, по-видимому, весьма благоприятные для роста коралловых построек. Включения гравия и гальки ме-



Р и с. 19. Палеогеографическая схема Кубы во время трансгрессии Ведадо

1 — береговая линия времени Ведадо. Рельеф суши времени Ведадо: 2 — горы, 3 — холмы, 4 — равнины. Зоны осадконакопления: 5 — преимущественно карбонатного, 6 — преимущественно терригенного; 7 — участки развития мелких островов на шельфе

таморфических и магматических пород в коралловых известняках этих районов представляют собой, скорее всего, материал, принесенный в пределы береговой зоны реками.

Выходы конгломератов формаций Гуане и Датиль и реликты берегов, возле которых накапливались карбонатные осадки трансгрессии Ведадо, позволяют установить положение береговой линии во время максимума этой трансгрессии лишь на отдельных, пространственно разобщенных участках территории Кубы. Однако положение этой древней береговой линии можно интерполировать на всю территорию Кубы (рис. 19), учитывая при этом последующие тектонические движения, поддающиеся расшифровке на основе анализа сведений о распространении более молодых осадочных формаций. Эта реконструкция позволяет прийти к выводу о том, что трансгрессия Ведадо имела размеры, сопоставимые с размерами олигоцен-миоценовых трансгрессий. Куба вновь была разделена на несколько островов, причем, судя по существенной роли крупного материала в терригенных фациях осадков и по присутствию гравия и гальки метаморфических и магматических пород в коралловых известняках, формировавшихся в непосредственной близости от берегов, сложенных этими породами, обстановка осадконакопления в прибрежных зонах в большинстве случаев отличалась высоким энергетическим уровнем.

Для рельефа этих островов были, по всей вероятности, характерны сравнительно небольшие абсолютные высоты и соответственно небольшое расчленение. Горный рельеф, очевидно, сохранялся в тех же районах, где он существовал в течение верхнемиоцен-плиоценового этапа, — в блоках Сьерра-Маэстра и Вилья-Клара (Эскамбрай). В пределах блока Гуане высота междуречий была, вероятно, меньше, чем в горных районах Сьерра-Маэстра и Эскамбрай. Однако, судя по присутствию галечно-валунного материала в конгломератах формации Гуане, эти междуречья были самыми высокими и крутосклонными среди районов развития холмистого рельефа. Этому, по-видимому, способствовало широкое развитие карстовых процессов в западной части блока.

Равнинный рельеф, в частности, был, вероятно, характерен для блока Моа — Баракоеа, причем деструктивные (абразионные) равнины, выработанные в различных породах сложного комплекса мезозойских и раннекайнозойских покровов, смятых в пологие складки, преобладали над аккумулятивными равнинами, сложенными карбонатными осадками миоцена. По всей вероятности, эти ранне- или среднемиоценовые абразионные равнины во время своего формирования и какое-то время после осушения были перекрыты маломощным чехлом терригенных осадков, но под действием субаэральной денудации эти осадки разрушались гораздо быстрее карбонатных, сохранившихся в некоторых участках блока до настоящего времени. Во время трансгрессии Ведадо какие-то реликты этого чехла могли еще сохраняться, но для характеристики рельефа блока Моа — Баракоеа это не имеет решающего значения. Большого внимания заслуживает, что равнины этого блока затоплялись более поздними трансгрессиями. Этот факт показывает, что ко времени трансгрессии Ведадо блок Моа — Баракоеа еще не испытал значительных поднятий.

Как уже отмечалось, во время трансгрессии Ведадо берега моря на юго-восточной окраине блока Моа — Баракоеа отличались высокой активностью волновых процессов и по условиям осадконакопления были сходны с берегами гористой южной окраины блока Вилья-Клара. Эта особенность строения рельефа, которая на первый взгляд плохо согласуется с отсутствием значительных тектонических поднятий блока Моа — Баракоеа, объясняется, вероятно, тем, что береговая линия в этом районе совпадала с восточным флангом крупного, долго живущего разлома Кайман. Крутизна берегового уступа суши была обусловлена не значительной амплитудой поднятия этой суши, а тем, что возникновение уступа было непосредственным результатом смещений по разлому.

Затопленные и частично абрадируемые во время трансгрессии Ведадо участки миоцен-плиоценовой суши сливались с шельфом в единую слабо наклонную поверхность, существенно увеличивая его площадь. Наружная граница шельфа — крутой уступ, образованный в основном опусканиями по разломам в конце миоцен-плиоценового этапа, — вряд ли существенно отличалась своими очертаниями от современной. Характерной чертой осадконакопления на этом обширном шельфе была довольно резкая смена фациальных условий. Переходы от галечников к глинистым осадкам, а от глинистых осадков к карбонатным локализовались, как правило, в очень узких зонах.

Особого внимания заслуживает участок шельфа, окаймлявший группу мелких островов, которые существовали в пределах блока Хувентуд. Центральная часть этого блока сложена комплексом метаморфических пород, близким по возрасту и литологическим особенностям упоминавшимся выше породам южного побережья центральной (блок Вилья-Клара) и восточной (блок Моа — Баракоеа) Кубы. Однако в пределах

блока Хувентуд во время трансгрессии Ведадо существовал широкий шельф, на котором в непосредственной близости к относительно крутым "коренным берегам" небольших островов, сложенных метаморфическими породами, накапливались терригенные осадки. Зоны карбонатного осадконакопления на этом шельфе располагались на значительном удалении от островов. Очевидно, это отличие блока Хувентуд от южных окраин блоков Вилья-Клара и Моа — Баракоа по характеру осадконакопления объясняется отсутствием такого фактора, как очень высокая активность волновых процессов.

В то же время, именно это обстоятельство не позволяет считать, что морская абразионная равнина, выработанная на метаморфических породах блока Хувентуд, была сформирована во время трансгрессии Ведадо. На южных окраинах блоков Вилья-Клара и Моа — Баракоа, сложенных метаморфическими породами, волновая абразия во время трансгрессии Ведадо смогла выработать только неширокие террасовые ступени, а на шельфе блока Хувентуд скорость абразии, очевидно, была еще меньше. По-видимому, трансгрессия Ведадо в пределах блока Хувентуд развивалась на равнине, выработанной абразией значительно раньше — в раннем или среднем миоцене, и волновая абразия во время этой трансгрессии ограничивалась размытием остатков миоценового осадочного чехла и, может быть, незначительным сокращением площади островов, поднимавшихся над уровнем моря.

Можно, видимо, говорить об определенном сходстве в истории формирования рельефа блоков Хувентуд и Моа — Баракоа, сохранявшемся до конца миоцен-плиоценового этапа. В миоцене и тот и другой блок заливались морем, причем длительность ранне- и среднемиоценовых трансгрессий, в сравнении с которыми трансгрессия Ведадо была лишь кратковременным эпизодом, способствовала выработке довольно обширных абразионных равнин в пределах обоих блоков. Над залитыми мелководным миоценовым морем абразионными равнинами обоих блоков поднимались небольшие острова — реликты домиоценового денудационного рельефа, не уничтоженные абразией. Эти реликты сохранялись в рельефе обоих блоков в виде крутосклонных холмов, поднимающихся над поверхностями выравнивания, до настоящего времени. И в том и в другом блоке ранне- и среднемиоценовые зоны карбонатного осадконакопления занимали, по-видимому, подчиненное положение¹. Терригенные осадки, формировавшиеся одновременно с выработкой абразионных платформ, нигде не имели значительной мощности, а на некоторых участках этих платформ, возможно, вообще отсутствовали. Субаэральная денудация в течение миоцен-плиоценового этапа и во время регрессий плиоцен-антропогенного этапа и волновая абразия во время плиоцен-антропогенных трансгрессий уничтожали эти маломощные терригенные осадки, и в настоящее время на реликтах абразионных равнин обоих блоков они неизвестны.

Различия в геологическом развитии этих блоков, обусловленные различиями их тектонического режима, начали проявляться только с конца миоцен-плиоценового этапа. Во время трансгрессии Ведадо море заливало миоценовую абразионную равнину блока Хувентуд, а равнина блока Моа — Баракоа располагалась выше уровня моря. По-видимому, блок Хувентуд в конце миоцен-плиоценового этапа и во время трансгрессии Ведадо был практически стабильным, так как незначительные мощности осадков этой трансгрессии исключают возможность тектонического опускания этого блока. И хотя блок Моа — Баракоа к этому времени, как уже отмечалось, был поднят лишь незначительно, этого поднятия было достаточно для возникновения качественного различия в палеогеографической обстановке этих двух блоков. В дальнейшем различия в их тектоническом режиме и соответственно в истории геологического развития снова сглаживались, и только во второй половине плиоцен-антропогенного этапа интенсивность тектонического поднятия блока Моа — Баракоа резко возросла и амплитуда этого поднятия за геологически короткий срок на целый порядок превысила амплитуду поднятия блока Хувентуд. Более подробный анализ этих поздних стадий геологического развития обоих блоков будет приведен в соответствующих разделах.

Блок Гавана — Матансас, в отличие от блоков Хувентуд и Моа — Баракоа, обладает олигоцен-миоценовым осадочным чехлом мощностью до 500 м и относится к блокам слабого преобладания опусканий под поднятиями (см. рис. 1). Во время миоценовых трансгрессий в пределах этого блока существовало несколько крупных островов [Iturralde-Vinent, 1977, p. 12, fig. 5], которые к концу миоцен-плиоценового этапа представляли собой группы холмов, окруженных невысокой равниной, образованной в отличие от преимущественно деструктивных (абразионных) равнин бло-

¹ На о. Хувентуд не было встречено ни карбонатных, ни терригенных осадков миоценового возраста. Однако общая геологическая ситуация не позволяет сомневаться в том, что эти осадки накопились за пределами современной суши по крайней мере на северной окраине блока.

ков Хувентуд и Моа — Баракое аккумуляцией миоценовых карбонатных и карбонатно-терригенных осадков.

Судя по характеру контакта известняков Ведадо с миоценовыми осадочными толщами на северной окраине блока Гавана — Матансас, поверхность этой равнины располагалась выше уровня моря — блок был поднят выше блока Хувентуд. В то же время, поскольку более поздние трансгрессии затопляли эту миоценовую равнину, амплитуда поднятия блока Гавана — Матансас была, вероятно, не больше амплитуды поднятия блока Моа — Баракое.

Таким образом, сведения о распространении, формах залегания и литологических особенностях осадков трансгрессии Ведадо позволяют реконструировать тектонические движения этого времени в ряде районов Кубинского мегантиклинория и на основе этого высказать некоторые предположения относительно общих закономерностей тектонического режима этого времени. По-видимому, сложившиеся к концу миоцен-плиоценового этапа тенденции в эволюции тектонических движений — обособление Кубинского мегантиклинория, ограниченного разломами, образующими резкую внешнюю границу шельфа Кубы, уменьшение дифференцированности движений в пределах мегантиклинория и вовлечение всех его тектонических блоков в общее поднятие — сохранялись во время трансгрессии Ведадо, по всей вероятности, на фоне общего ослабления тектонической активности.

Конечно, приведенных выше сведений о тектоническом развитии блоков Хувентуд, Моа — Баракое и Гавана — Матансас вряд ли достаточно для того, чтобы считать такое общее заключение хорошо обоснованным. Тем не менее тот факт, что определенным сходством тектонического режима (относительная тектоническая стабильность или незначительное поднятие) во время трансгрессии Ведадо обладали блоки, располагавшиеся на разных окраинах Кубинского мегантиклинория и имевшие к тому же совершенно различную допозднекайнозойскую историю геологического развития, говорит в пользу этого заключения, в пользу представлений о том, что тектонический режим этих блоков был типичен для всего мегантиклинория.

Кроме того, среди известных нам особенностей палеогеографической обстановки во время трансгрессии Ведадо нет таких, которые противоречили бы этому заключению. Правда, гористый рельеф блока Сьерра-Маэстра и юго-восточной части блока Вилья-Клара (Эскамбрай), существовавший в течение миоцен-плиоценового этапа за счет поднятий, более интенсивных, чем поднятия других участков мегантиклинория, сохранялся, по всей вероятности, и во время трансгрессии Ведадо. Но эти невысокие горы, сформированные ранее, могли сохраняться в течение такого непродолжительного в геологическом масштабе времени интервала даже в условиях относительной тектонической стабильности, без какого-либо "подновления" тектоническими поднятиями.

Все это, вместе взятое, позволяет нам считать, что предположение о таких характерных чертах тектонического режима всего Кубинского мегантиклинория во время трансгрессии Ведадо, как дальнейшее ослабление тектонической активности, уменьшение дифференцированности движений, среди которых преобладали поднятия незначительной амплитуды, и наличие участков тектонической стабильности, является наиболее правдоподобным из всех возможных.

РЕГРЕССИВНЫЙ ИНТЕРВАЛ ВЕДАДО/ГЕВАРА И ТРАНСГРЕССИЯ ГЕВАРА

Любой перерыв в осадконакоплении сам по себе дает значительно меньше сведений, позволяющих расшифровывать палеогеографическую обстановку, чем интервалы, во время которых накапливаются осадки. Правда, субэаральное выветривание осадков, накопленных перед перерывом, оставляет в геологической летописи такие следы, которые нередко дают исключительно ценные сведения о характере климата. Но выводы о характере тектонического режима и развития рельефа во время регрессивных интервалов чаще удается делать на основании анализа литологических особенностей, геоморфологической позиции и особенностей распространения осадков трансгрессий, разделенных этими интервалами. Поэтому рассматривать палеогеографические характеристики регрессивных интервалов плиоцен-антропогенового этапа удобнее вместе с характеристиками сменяющих их трансгрессий.

Как уже говорилось, свойственная плиоцен-антропогеновому этапу ритмичность чередования морских трансгрессий, оставлявших свои осадки на равнинах Кубы, и регрессий, во время которых эти осадки подвергались выветриванию, а также повсеместность их проявления в пределах Кубинского мегантиклинория позволяют считать, что эти трансгрессии и регрессии были результатом гляциозэвстатических колеба-

ний уровня Мирового океана. В то же время, общее количество антропогенных трансгрессий, осадки которых были установлены нами в ходе исследований, проводившихся на Кубе (шесть или семь, включая плиоцен-плейстоценовую трансгрессию Ведадо и голоценовую трансгрессию), значительно меньше того количества трансгрессий Мирового океана, которое установлено по соотношению изотопов кислорода в раковинах фораминифер из донных океанических осадков. Так, в осадках Тихого океана, накопленных только за последние 90000 лет (от палеомагнитного эпизода Харамильо до настоящего времени), Н. Шеклтон и Н. Опдайк установили чередование двенадцати крупных, соответствующих межледниковьям трансгрессий и одиннадцати регрессий, соответствующих оледенениям [Shackleton, Opdyke, 1973, 1976].

Очевидно, на Кубе, как, впрочем, и в любом другом районе суши, геологическая летопись антропогена, запечатленная в осадочных образованиях, неполна. Вполне вероятно также, что некоторые трансгрессионно-регрессионные ритмы не были обнаружены нашими исследованиями только из-за недостаточной детальности этих исследований.

Характер пространственных взаимоотношений между осадками разных трансгрессий и геоморфологическая позиция этих осадков позволяют прийти к выводу о том, что наиболее существенные тектонические деформации антропогена и соответствующие изменения в строении рельефа связаны с двумя перерывами в осадконакоплении: Ведадо/Гевара и Вильяроха/Хайманитас. Эти же перерывы были периодами самого значительного размыва накопленных ранее осадков. Очевидно, эти факты свидетельствуют о большей длительности этих перерывов по сравнению с другими и, по всей вероятности, о том, что каждый из них отражает не какую-нибудь одну гляциоэвстатическую регрессию, а более сложный ритм, состоящий не менее чем из двух регрессий и одной трансгрессии. Осадки таких трансгрессий выпали из составленного нами сводного разреза антропогена Кубы либо потому, что они были полностью смыты, либо потому, что в настоящее время они погребены под более молодыми осадками, либо потому, что эти трансгрессии не распространялись дальше внутренней границы современного шельфа и не оставляли осадков в пределах современной суши, либо, наконец, потому, что наши исследования не были достаточно детальными для выделения этих осадков в отдельные подразделения стратиграфической схемы антропогена Кубы.

Примером, подтверждающим существование таких трансгрессий, могут служить упоминавшиеся ранее (см. с. 79) известняки террасы высотой 40–60 м в устье р. Якабо (провинция Гуантанамо). Совершенно очевидно, что они как раз и представляют собой осадки трансгрессии, происходившей во время интервала Вильяроха/Хайманитас. Тем не менее, опираясь на это единственное известное нам обнажение, мы, конечно, не могли выделить в отдельную формацию эти известняки, не отличающиеся от известняков группы Хайманитас ни по фауне моллюсков, ни по литологическим особенностям.

Таким образом, интервал Ведадо/Гевара представлял собой, скорее всего, не единую гляциоэвстатическую регрессию, а сложный, преимущественно регрессивный ритм. Общую характеристику палеогеографической обстановки этого времени, к сожалению, невозможно составить с учетом всей сложности регрессивного интервала Ведадо/Гевара, так как факты, которые можно использовать для такой палеогеографической реконструкции, относятся почти исключительно к регрессиям, составлявшим основу этого ритма. Конечно, палеогеографическая реконструкция такого рода упрощает и схематизирует действительные геологические события, но такая схематизация, видимо, неизбежна. Чем древнее рассматриваемый этап, тем, как правило, меньше фактов удастся использовать для палеогеографической реконструкции и тем схематичнее получается эта реконструкция. В приведенной в предыдущем разделе характеристике палеогеографической обстановки времени Ведадо мы также не смогли избежать схематизации, поскольку практически не могли учитывать того факта, что это время могло соответствовать не единой трансгрессии, а сложному трансгрессивному ритму.

Внешний край современного шельфа Кубы, выраженный в большинстве случаев четким перегибом рельефа, располагается, как уже отмечалось, на очень небольших глубинах. Судя по высотным отметкам сохранившихся до настоящего времени осадков трансгрессии Ведадо, суммарные амплитуды тектонических поднятий плиоцен-антропогенного этапа в пределах западной и центральной Кубы были максимальными в центральной части острова, а к побережьям в большинстве случаев резко уменьшались и обычно не превышали первых метров. Немногие исключения (20–30 м на северном побережье в блоке Гавана — Матансас и до 50 м на южном побережье в блоке Вилья-

Клара) относятся к таким участкам побережья, где шельф представляет собой узкую ступень, выработанную, несомненно, лишь в самом конце плиоцен-антропогенного этапа. Очевидно, мы вправе предполагать, что высотные отметки внешнего края шельфа западной и центральной Кубы практически не изменялись в течение всего плиоцен-антропогенного этапа. Это означает, что во время гляциоэвстатических регрессий, соответствовавших оледенениям высоких широт, в том числе и во время регрессий интервала Ведадо/Гевара, шельф западной и центральной Кубы осушался, скорее всего, полностью и очертания береговой линии были, вероятно, очень близки к очертаниям внешней границы шельфа.

Существенно иначе тектонические движения плиоцен-антропогенного этапа проявлялись в пределах восточной Кубы. Хотя и здесь суммарная амплитуда поднятий была максимальной в центральных частях острова, в районе современной береговой линии она также была весьма значительной (до 300 м на крайнем юго-востоке Кубы). Как и возле наиболее поднятых берегов западной и центральной Кубы, шельф здесь представлен узкой ступенью, выработанной в геологическом масштабе времени совсем недавно. Таким образом, в пределах восточной Кубы, так же как и в тех районах западной и центральной Кубы, побережья которых испытали более или менее значительное тектоническое поднятие в течение плиоцен-антропогенного этапа и окаймляются в настоящее время очень узкой шельфовой ступенью, границы суши даже во время максимальных регрессий не выходили за пределы современного шельфа. На основе этих соображений мы показали на палеогеографической схеме (рис. 20), что береговая линия Кубы во время регрессивного интервала Ведадо/Гевара совпадала с внешней границей шельфа, определявшейся системой разломов, возникшей еще в плиоцене.

Нужно сказать, что и во время всех последующих крупных регрессий границы суши в пределах Кубинского мегантиклинория практически не отличались от ее границ во время интервала Ведадо/Гевара. Даже в висконсинское время, когда уровень Мирового океана был более чем на 100 м ниже современного [Каплин, 1973], границы суши не могли значительно смещаться в сторону моря, так как осушался очень крутой островной склон Кубы.

Анализ характера непосредственных контактов между осадками трансгрессий Ведадо и Гевара, различий в геоморфологическом положении этих осадков и пространственных взаимоотношений между ними вместе с анализом гипергенных изменений терригенных осадков трансгрессии Ведадо (формации Гуане, Датиль и Баямо) и первично-седиментационных литологических особенностей формации Гевара позволяет прийти к следующим выводам относительно основных особенностей палеогеографической обстановки регрессивного интервала Ведадо/Гевара и трансгрессии Гевара в пределах Кубинского мегантиклинория:

1. Во время трансгрессии Гевара общая площадь суши в пределах Кубинского мегантиклинория сокращалась больше, чем во время трансгрессии Ведадо (см. рис. 20). По-видимому, уровень моря поднимался на большую высоту. В отличие от осадков трансгрессии Ведадо, представленных несколькими формациями, как терригенными, так и карбонатными, осадки трансгрессии Гевара представлены одной существенно терригенной формацией того же названия. Нигде на территории Кубы нам не удалось встретить карбонатных осадков, однообразных с осадками формации Гевара. Конечно, вполне вероятно, что карбонатные осадки этого возраста присутствуют на современном шельфе и на некоторых прибрежных равнинах под покровом более молодых осадков. Тем не менее можно уверенно говорить о существенном расширении области терригенного осадконакопления во время трансгрессии Гевара по сравнению с предыдущей трансгрессией Ведадо.

2. На южной прибрежной равнине Пинар-дель-Рио (блок Сан-Кристобаль) осадки формации Гевара с перерывом, но без видимого несогласия залегают на осадках формации Гуане. Очевидно, во время интервала Ведадо/Гевара этот блок был тектонически стабильным или, может быть, даже испытывал незначительное тектоническое опускание. Для предположений о существенных опусканиях каких-либо участков Кубинского мегантиклинория в течение антропогена, как уже говорилось, нет оснований, так как мощности антропогенных осадков в его пределах повсеместно незначительны.

3. Участки, где осадки формации Гевара залегают на миоценовых или более древних породах, можно разделить на два типа. К первому типу мы относим участки, не заливавшиеся морем во время трансгрессии Ведадо и затопленные во время трансгрессии Гевара только за счет того, что уровень моря во время этой трансгрессии поднимался, несколько больше. Такие участки, примером которых может служить блок Гавана — Матансас, во время интервала Ведадо/Гевара, видимо, представляли собой

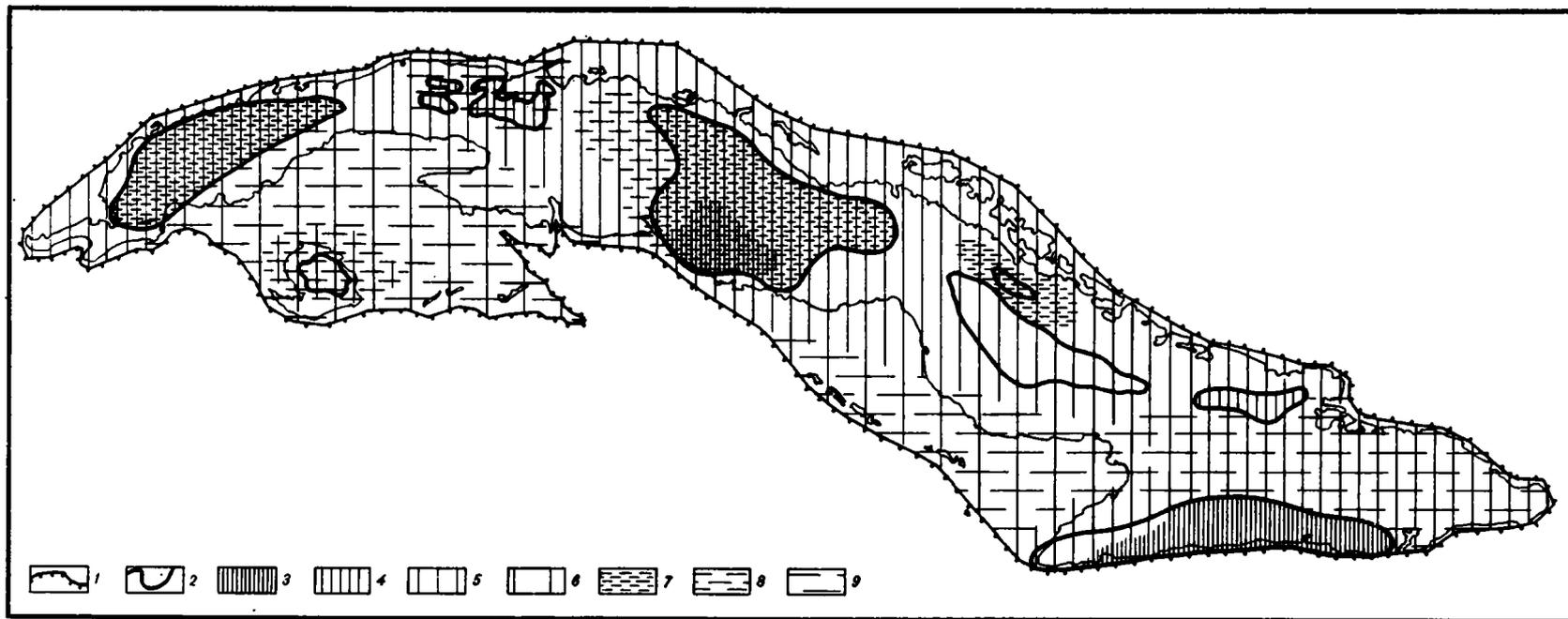


Рис. 20. Палеогеографическая схема Кубы во время регрессивного интервала Ведадо/Гевара и трансгрессии Гевара

1 — граница шельфа и островного склона, образованная системой плиоценовых разломов — береговая линия регрессий интервала Ведадо/Гевара; 2 — береговая линия трансгрессии Гевара. Рельеф суши времени Ведадо/Гевара: 3 — горы, 4 — холмы, 5 — расчлененные равнины, 6 — нерасчлененные равнины. Тектонический режим интервала Ведадо/Гевара: 7 — зоны умеренного (первые десятки метров) поднятия, 8 — зоны слабого (первые метры) поднятия, 9 — зоны относительной тектонической стабильности

Горизонтальные штрихи отсутствуют в районах, тектонический режим которых неизвестен

невысокие равнины¹, окаймлявшие останцовые возвышенности разных размеров, и были, скорее всего, тектонически стабильными. В их число мы включаем и такие участки, геологическое и геоморфологическое строение которых позволяет предполагать, что осадки формации Гевара занимали в них такую же позицию, как и в блоке Гавана — Матансас, но были уничтожены последующим размывом (например, блок Моа — Баракоа). Площадь останцовых возвышенностей в пределах таких участков во время трансгрессии Гевара, вероятно, несколько сокращалась за счет абразии этих возвышенностей. Самые небольшие по площади останцовые возвышенности могли быть абрадированы полностью.

4. Ко второму типу мы относим такие участки, на которых осадки трансгрессии Ведадо были уничтожены еще до трансгрессии Гевара главным образом флювиально-денудационными процессами, а их остатки были абрадированы трансгрессировавшим морем. Во время интервала Ведадо/Гевара такие участки, очевидно, испытывали тектоническое поднятие, амплитуда которого вряд ли была значительной, так как морская абразия смогла "справиться" с этим поднятием в течение геологически кратковременной трансгрессии Гевара. Примером таких участков можно считать прибрежные равнины о. Хувентуд, на крайнем северо-западе которого осадки трансгрессии Гевара выходят на дневную поверхность, и участок главного водораздела Кубы в западной части блока Вилья-Клара. Для того чтобы уверенно различать эти два типа участков, мы, к сожалению, не всегда располагаем достаточным количеством фактов. Например, южная прибрежная равнина провинций Гавана и Матансас (блок Батабано) может относиться и к участкам относительной тектонической стабильности, и к участкам слабого поднятия.

5. В пределах блока Гуане осадки трансгрессии Ведадо (формация Гуане) располагаются выше равнин, сложенных с поверхности осадками формации Гевара, свидетельствуя таким образом о поднятии этого блока во время интервала Ведадо/Гевара. Разница высот между равнинами, сложенными осадками формации Гевара, и террасовидными площадками, сложенными осадками формации Гуане (или вершинами холмов — там, где эти террасы были частично разрушены и расчленены флювиально-денудационными процессами), не превышает первых метров. С поправкой на больший подъем уровня моря во время трансгрессии Гевара это позволяет оценить амплитуду тектонического поднятия южной окраины блока Гуане за время интервала Ведадо/Гевара в 10—20 м. Участки, охарактеризованные в предыдущем пункте, вероятно, были подняты на меньшую высоту.

6. Похожая геологическая ситуация существовала, по-видимому, на севере блока Камагуэй, в районе холмов Сьерра-де-Кубитас. С севера к этим холмам примыкает равнина, сложенная с поверхности осадками, предположительно отнесенными нами к формации Вильяроха, а с юга — еще более молодая абразионная равнина, в пределах которой местами сохранились осадки формации Камачо. В пределах этих равнин нами были встречены отдельные останцовые холмы, плоские вершины которых бронированы осадочными латеритами мощностью до 2 м. Особенности строения латеритов позволяют считать их реликтами формации Гуане. Плоские вершины этих холмов сливаются в один уровень с вершинной поверхностью Сьерры-де-Кубитас и, вероятно, представляют собой реликты поверхности морской равнины, деформированной сводовым поднятием, ось которого проходила примерно по водораздельной линии Сьерры-де-Кубитас. Максимальная высота таких холмов над поверхностью абразионной равнины составляет 70—80 м, но она, естественно, отражает суммарную амплитуду поднятия почти за весь плиоцен-антропогеновый этап. Сохранность реликтов осадочной толщи Гуане позволяет считать, что формирование этого поднятия началось уже во время интервала Ведадо/Гевара. Однако, судя по тому, что море вступало в пределы этого участка и во время трансгрессий, более поздних, чем Гевара, амплитуды поднятий этого времени вряд ли были больше, чем в блоке Гуане.

7. На севере и юго-востоке блока Вилья-Клара отдельные выходы латеритных панцирей формации Гуане были встречены нами за пределами распространения трансгрессии Гевара. Очевидно, можно считать, что эти участки располагались в зонах максимальных поднятий времени интервала Ведадо/Гевара. Если на юго-востоке блока (Эскамбрай) поднятие было унаследованным и приводило лишь к "подновлению" низкогорного рельефа этого района, то на севере тектоническое поднятие привело к возникновению холмистого рельефа на месте невысокой абразионной равнины. Современные высоты этих выходов формации Гуане над уровнем моря, так же как и

¹ Невысокими эти равнины были по отношению к внешнему краю шельфа. Когда уровень моря опустился ниже края шельфа, они превращались в прибрежные плато, заметно поднятые над уровнем моря.

высоты морских террас южного побережья, сложенных известняками Авало (Ведадо), позволяют считать, что суммарные амплитуды поднятий этих участков за весь плиоцен-антропогенный этап составляли около 50 м. Как будет показано в дальнейшем, после трансгрессии Гевара зоны максимальных поднятий Кубинского мегантиклинория сместились в другие районы. Поэтому можно предполагать, что значительная часть этой суммарной амплитуды приходится как раз на интервал Ведадо/Гевара, и считать, что амплитуды максимальных поднятий за это время составляли первые десятки метров.

8. Интерполяция сведений о тектонических движениях и строении рельефа отдельных районов Кубинского мегантиклинория во время интервала Ведадо/Гевара с учетом тех тенденций в характере геологического развития, которые прослеживаются в результате анализа строения современного рельефа, дает общее представление о тектоническом режиме и строении рельефа этого времени в пределах всего мегантиклинория. Это общее представление, отраженное на палеогеографической схеме (см. рис. 20), позволяет считать, что интервал Ведадо/Гевара, по сравнению со временем трансгрессии Ведадо, был временем некоторой активизации тектонических движений и увеличения их дифференцированности. Хотя гористый рельеф существовал, вероятно, только в пределах блока Сьерра-Маэстра и на юго-востоке блока Вилья-Клара (Эскамбрай), равнины сохранялись от расчленения лишь на отдельных участках суши, существовавшей на месте современной Кубы, и, может быть, на тех ее участках, которые в настоящее время представляют собой шельф Кубы. Большая часть этой суши, по-видимому, обладала невысоким, но интенсивно расчлененным холмистым рельефом. Тот факт, что в первично-осадочных минеральных ассоциациях формации Гевара каолинит-смектиты и каолинит преобладают только на западе Кубы, где формация Гевара залегает на сохранившихся от размыва выветрелых осадках формации Гуане, а в остальных районах преобладают смектиты, свидетельствует о том, что к концу интервала Ведадо/Гевара каолинистая кора выветривания в большинстве районов была уничтожена флювиально-денудационными процессами. Такая высокая активность флювиально-денудационных процессов, несомненно, свидетельствует о достаточно расчлененном рельефе, формирование которого было связано как с возросшей активностью тектонических движений, так и с понижением уровня моря, приводившим, видимо, к частичному осушению крутого островного склона и к существенному увеличению энергии рельефа.

9. Преобладание невысокого, но интенсивно расчлененного рельефа на участках суши, заливавшихся во время трансгрессии Гевара морем, очевидно способствовало широкому развитию процессов абразии, несмотря на то, что волновые процессы на широком и неглубоком шельфе, возникавшем при затоплении расчлененных равнин, не могли обладать высокой активностью. Характерное для формации Гевара преобладание терригенного осадконакопления над карбонатным и песчано-глинистых фаций над галечниковыми было, по-видимому, результатом сочетания этих двух в общем противоречивых факторов — широкого развития процессов абразии и сравнительно невысокой активности волновых процессов.

10. Как уже говорилось, мы не обладаем достаточным количеством фактов для предположений о характере климата Кубы во время антропогенных трансгрессий. Что же касается климата Кубы во время интервала Ведадо/Гевара, то его наиболее характерной чертой, несомненно, была значительно большая, чем в настоящее время, влажность. Глобальное похолодание, в высоких широтах вызывавшее формирование ледниковых покровов, в тропиках было, скорее всего, незначительным.

Во время интервала Ведадо/Гевара терригенные осадки формации Гуане подвергались интенсивному химическому выветриванию, которое сопровождалось разрушением смектитов и их превращением в каолинит-смектиты и каолинит, а также появлением пестроцветных окрасок осадков и формированием железистых конкреций и латеритных панцирей в связи с профильным перераспределением вещества (в первую очередь соединений железа). В то же время терригенные осадки формации Баямо, выходы которых располагаются в одном из наиболее засушливых районов современной Кубы (годовое количество осадков менее 1200 мм), не подвергались каолинизации и сохранили первично-осадочные смектиты. По всей вероятности, характер распределения атмосферных осадков в пределах суши, существовавшей во время интервала Ведадо/Гевара на месте современной Кубы и не так уж существенно отличавшейся от нее своими очертаниями, был близок к современному, а район распространения формации Баямо и в это время получал наименьшее количество атмосферных осадков.

На западе Кубы каолинизированные осадки формации Гуане встречаются в районах с годовым количеством атмосферных осадков 1200 мм и более. Как уже говорилось,

в настоящее время процессы формирования кор выветривания развитого типа, сопровождающиеся разрушением смектитов, происходят только в тех районах Кубы, где годовое количество осадков превышает 1800 мм (см. с. 32). Принимая это во внимание и сопоставляя современные годовые количества осадков в районах распространения формаций Баямо и Гуане, мы можем довольно уверенно предполагать, что во время регрессивного интервала Ведадо/Гевара годовое количество атмосферных осадков на Кубе было в среднем на 600—700 мм больше, чем в настоящее время.

РЕГРЕССИЯ ГЕВАРА/ВИЛЬЯРОХА И ТРАНСГРЕССИЯ ВИЛЬЯРОХА

Палеогеографическая обстановка этого регрессивно-трансгрессивного ритма вызывает особый интерес своей необычностью. Во-первых, трансгрессия Вильяроха оставила толщу весьма своеобразных красноцветных осадков, аналоги которых в геологической летописи Кубы неизвестны. Во-вторых, завершение этого ритма совпадало с заметным и важным рубежом в истории геологического развития Кубинского мегантиклинория. На этом рубеже резко изменились такие важные компоненты палеогеографической обстановки, как климат и тектонический режим, а в связи с изменением тектонического режима резко изменялся и рельеф Кубы. Именно на этом рубеже мы проводим границу между двумя крупными подразделениями местной хроностратиграфической шкалы антропогена — “влажным” и “сухим” плейстоценом.

Анализ фактов, установленных в ходе наших исследований, позволяет сформулировать следующие выводы относительно палеогеографической обстановки времени регрессии Гевара/Вильяроха и трансгрессии Вильяроха.

1. Очень часто, может быть даже в большинстве случаев, красноцветные осадки формаций Вильяроха залегают на выветрелых осадках формации Гевара, обычно срезая их самые верхние горизонты. Изредка под осадками формации Вильяроха сохраняется даже почвенный профиль, развитый на осадках формации Гевара. Можно предполагать, что интервал Гевара/Вильяроха был сравнительно непродолжительным, так как поверхность равнин, сложенных осадками формации Гевара, в большинстве случаев не была деформирована, а осадки формации Гевара полностью сохранились от размыва флювиально-денудационными процессами. Скорее всего, этот интервал представлял собой единую регрессию, в ходе которой уровень моря понижался не настолько, чтобы осушать значительные участки крутого островного склона и существенно увеличивать активность флювиально-денудационных процессов.

2. В большинстве районов Кубы осадки формации Вильяроха несколько выходят за пределы площади распространения формации Гевара. Как правило, вблизи границ своего распространения они залегают не на осадках формации Гевара, а на миоценовых или более древних породах. Древние береговые клифы, отмечающие береговую линию максимальной плейстоценовой трансгрессии и особенно хорошо выраженные в пределах блока Гавана — Матанас и на его южной границе, обычно обнаруживают прямую связь с морем Вильяроха. Красноцветные осадки формации Вильяроха часто подходят вплотную к этим клифам, а в тех случаях, когда абразионная равнина, примыкающая к клифам, лишена рыхлых осадков, при продвижении в сторону современной береговой линии первыми на ее поверхности появляются осадки формации Вильяроха, залегающие непосредственно на “коренном цоколе”. Осадки формации Гевара, подстилающие красноцветные отложения, появляются только при дальнейшем продвижении в сторону моря.

Таким образом, можно считать, что трансгрессия Вильяроха была максимальной трансгрессией антропогена Кубы. Однако, пытаясь оценить различие уровней моря во время трансгрессии Гевара и Вильяроха, необходимо принимать во внимание тот факт, что вблизи от береговой линии трансгрессии Вильяроха осадки формации Гевара могли быть полностью абрадированы. По всей вероятности, уровень моря Вильяроха был лишь ненамного выше уровня моря Гевара, а береговые клифы, возникавшие уже во время трансгрессии Гевара, а местами, вероятно, и раньше, отступали во время трансгрессии Вильяроха под действием абразионных процессов на сравнительно небольшое расстояние.

3. Особого внимания заслуживает присутствие осадков, отнесенных нами к формации Вильяроха, в пределах системы межгорных депрессий Сумидеро — Виньялес (блок Гуане). Последний раз залив, соединявшийся на юго-западе с открытым морем, существовал в пределах этой системы депрессий во время трансгрессии Ведадо, а во время трансгрессии Гевара море не заходило в эти депрессии. Анализ строения рельефа этого района показывает, что водоемы, существовавшие в пределах этой системы во время трансгрессии Вильяроха и бывшие зонами седиментации красноцветных осадков, лито-

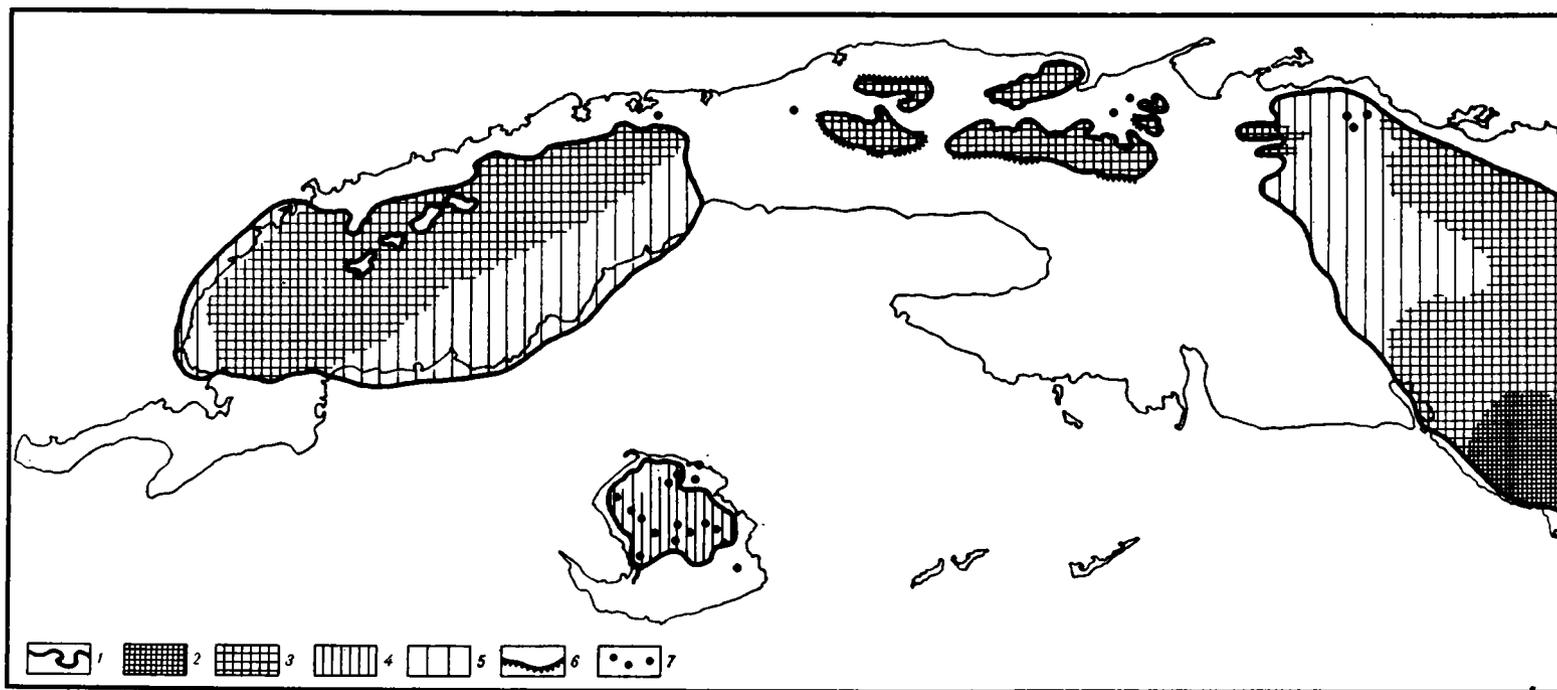


Рис. 21. Палеогеографическая схема западной Кубы во время трансгрессии Вильяроха

1 – береговая линия времени Вильяроха. Рельеф суши времени Вильяроха: 2 – горы; 3 – холмы; 4 – деструктивные (абразионные) равнины; 5 – равнины, сложенные с поверхности осадками формации Гевара; 6 – крупнейшие волноприбойные клифы; 7 – останцовые возвышенности на равнинах и мелкие острова на шельфе

логически неотличимых от осадков формации Вильяроха, не могли соединяться проливами с морем и друг с другом.

В выработке этих глубоких, часто полностью замкнутых депрессий решающую роль играли карстовые процессы. Как уже отмечалось, карстовые процессы были достаточно активными уже во время миоцен-плиоценового этапа. На равнинах Кубы карстовые формы рельефа продолжали развиваться во время регрессивных интервалов Ведадо/Гевара и Гевара/Вильяроха, а в районах холмистого рельефа, не заливавшихся морем, и особенно в пределах высоких холмов Сьерра-де-лос-Органос, и во время трансгрессий. Мы считаем, что развитие карстовых форм рельефа на всей площади Кубы и ее шельфа достигало своего апогея к концу регрессии Гевара/Вильяроха¹. Все резкие колебания мощности формации Вильяроха, отмеченные по данным буровых работ, несомненно, связаны с заполнением ее осадками карстовых воронок и других неровностей карстового рельефа. Количество таких карстовых воронок, "залеченных" осадками формации Вильяроха, было, по-видимому, весьма значительным, и многие из этих воронок так и остались "законсервированными" в течение всех последующих этапов геологического развития.

Вероятно, все основные черты громадной системы карстовых межгорных депрессий Сумидеро — Виньялес к началу трансгрессии Вильяроха были уже выработаны. Днища этих депрессий располагались настолько низко, что поднятие уровня грунтовых вод, обусловленное подъемом уровня моря во время трансгрессии Вильяроха, приводило к образованию озер в этих депрессиях. Мы не исключаем также возможности прямого проникновения вод трансгрессировавшего моря в эти депрессии через многочисленные карстовые полости в грядях, сложенных известняками возвышенностей (могот), которые отгораживали депрессии от моря.

4. В пределах западной Кубы и западной части центральной Кубы известны два участка, на которых осадки формации Гевара не перекрыты красноцветными осадками формации Вильяроха. Это южная прибрежная равнина Пинар-дель-Рио и участок современного главного водораздела Кубы и западной части блока Вилья-Клара (рис. 21). Очевидно, эти участки, в отличие от большинства других районов Кубы, успели испытать ощутимые поднятия в течение геологически кратковременной регрессии Гевара/Вильяроха и не заливались морем во время трансгрессии Вильяроха. Эти дифференцированные поднятия, вероятно, были предвестниками той активизации тектонических движений, которая началась после трансгрессии Вильяроха.

Вполне возможно, что такие же локальные поднятия существовали во время регрессии Гевара/Вильяроха и в пределах восточной половины Кубинского мегантиклинория. Однако худшая сохранность осадков формаций Гевара и Вильяроха на востоке Кубы и недостаточная изученность их распространения не позволяют установить на этой территории каких-либо существенных различий в характере развития этих двух трансгрессий. По этой причине палеогеографическую схему времени трансгрессии Вильяроха (см. рис. 21) мы составили только для западной части Кубы.

5. Осадки формации Гевара подвергались химическому выветриванию примерно той же интенсивности, что и выветривание осадков формации Гуане. Сметиты этих осадков разрушены и превращены в каолинит-сметиты и несовершенный каолинит. Профильное перераспределение вещества обусловило пестроцветную окраску осадков формации и возникновение железистых конкреций, сливающихся в латеритные панцири. Правда, эти панцири обычно не достигают такой же мощности, как в осадках формации Гуане, но это, по-видимому, объясняется меньшей продолжительностью воздействия процессов выветривания на осадки формации Гевара. Выветрелые осадки формации Гевара встречаются и в тех районах западной Кубы, где современная норма годовых осадков составляет всего 1200 мм. Это позволяет считать, что влажность климата Кубы во время регрессии Гевара/Вильяроха была примерно такой же, как и в начале "влажного" плейстоцена, годовое количество осадков было на те же 600—700 мм больше, чем в настоящее время.

¹ Мы хорошо понимаем, что изложенные здесь представления о кульминации развития карстовых процессов на Кубе в конце "влажного" плейстоцена имеют только предположительный характер, так как опираются на недостаточное количество фактов. Специальные исследования подземных карстовых образований Кубинского архипелага, включающие в себя изучение стратиграфии пещерных отложений и, главное, корреляцию этой стратиграфии со стратиграфией поверхностных антропогенных образований, могут дать дополнительный материал исключительной ценности для детальной разработки этой и ряда других проблем палеогеографии антропогена Кубы. К сожалению, мы не смогли включить такие исследования в программу наших полевых работ, а многочисленные публикации, посвященные карсту Кубы [Acevedo González, 1967; Núñez Jiménez et al., 1968; и др.], почти не содержат таких сведений, которые можно было бы использовать для наших палеогеографических реконструкций. Мы считаем, что такие специальные исследования карста Кубы следует считать одной из наиболее актуальных задач дальнейшего изучения истории ее геологического развития в позднем кайнозое.

6. Своеобразие литологических особенностей формации Вильяроха — яркие красные тона окраски осадков, обусловленные главным образом присутствием рентгеноаморфных гидроокислов железа, присутствие огромного количества переотложенных железистых конкреций, играющих в осадках роль гравия и гальки, преобладание каолинит-сметкитов в глинистом материале осадков — свидетельствует о том, что основным источником терригенного материала этих осадков была кора выветривания. Тесная пространственная связь формации Вильяроха с формацией Гевара не позволяет сомневаться в том, что красноцветные осадки формации Вильяроха возникали преимущественно в результате размыва и переотложения пестроцветной коры выветривания, развитой на осадках формации Гевара.

Красный пигмент, определяющий окраску осадков формации Вильяроха и состоящий преимущественно из рентгеноаморфных окислов железа, в заметных количествах присутствует в пестроцветных выветрелых осадках формации Гевара. Дополнительными источниками красного пигмента были, очевидно, коры выветривания серпентинитов и выветрелый нерастворимый остаток ("terra rossa") миоценовых известняков, уничтоженных процессами карстования. К началу трансгрессии Вильяроха все эти содержащие красный пигмент образования были широко развиты в пределах суши, существовавшей на месте современного Кубинского архипелага. Трансгрессировавшее море Вильяроха не только само перемывало и переотлагало этот материал, но, видимо, и получало его в заметных количествах с незатопленных участков суши.

Условия осадконакопления во время трансгрессии Вильяроха, по-видимому, также были достаточно своеобразными. В современных условиях красный цвет терригенного материала, поступающего в зоны аллювиального или морского осадконакопления, сохраняется лишь в редких случаях. Обычно процесс восстановления идет с такой интенсивностью, что вновь формирующиеся осадки приобретают окраски серых и бурых тонов даже в тех случаях, когда материал, поступающий в зоны осадконакопления, существенно обогащен красным пигментом. Как известно, определяющим фактором интенсивности процесса восстановления является содержание органического вещества в среде осадконакопления [Страхов, 1960]. Сохранению красного пигмента в осадках формации Вильяроха, по-видимому, способствовала бедность бассейнов осадконакопления органическим веществом. Главным фактором, препятствовавшим жизнедеятельности растений и животных в этих мелководных бассейнах, была, вероятно, исключительно высокая мутность воды, обусловленная изобилием илесто-глинистого материала, поставляемого в эти бассейны из размываемой коры выветривания.

7. Три основные фациальные разновидности осадков формации Вильяроха, очевидно, отражают различия в соотношениях между материалом, поступавшим в осадки в результате размыва выветрелых осадков формации Гевара, и материалом, поступавшим из других источников, — главным образом с незатопленных участков суши. Так, в формировании осадков, обогащенных гравием и галькой кварца, значительную роль играло поступление материала с суши, сложной комплексом метаморфических пород. Охристые осадки, больше других осадков обогащенные гидроокислами железа, формировались, очевидно, в условиях поступления значительного количества материала коры выветривания серпентинитов и, возможно, карстово-элювиальных образований ("terra rossa"). Наиболее распространенная разновидность осадков формации Вильяроха, для которой особенно характерно изобилие переотложенных железистых конкреций, возникла главным образом за счет перемыва и переотложения выветрелых пестроцветных осадков формации Гевара при незначительном участии материала из других источников.

Изобилие красноцветного илесто-глинистого материала и повышенная мутность воды во время трансгрессии Вильяроха, препятствовавшие жизнедеятельности организмов, несомненно, были существенным препятствием и для формирования карбонатных осадков. Если на шельфе Кубы во время этой трансгрессии возникли коралловые постройки, то это могло происходить только вблизи от внешнего края шельфа. В пределах современной суши и во внутренних частях современного шельфа осадки этой трансгрессии были представлены только терригенными красноцветными фациями.

РЕГРЕССИВНЫЙ ИНТЕРВАЛ ВИЛЬЯРОХА/ХАЙМАНИТАС И ТРАНСГРЕССИЯ ХАЙМАНИТАС

Следующим по возрасту за формацией Вильяроха стратиграфическим подразделением разработанной нами схемы является формация Сабаналамар. Однако галечники этой формации известны всего лишь в нескольких пунктах восточной Кубы, и это не позволяет использовать их для выделения отдельного регрессивно-трансгрессивного ритма в плиоцен-антропогеновом этапе геологического развития Кубы. Первой послевильярох-

ской трансгрессией, оставившей свои осадки почти во всех прибрежных зонах Кубы, была трансгрессия Хайманитас¹. Эту трансгрессию мы и считаем завершающей стадией регрессивно-трансгрессивного ритма, палеогеографическая характеристика которого может быть разработана для всей Кубы. При этом мы имеем в виду, что интервал Вильяроха/Хайманитас представлял собой, как уже говорилось, не единую регрессию, а сложный регрессивный ритм, включавший в себя, вероятно, даже не одну, а несколько трансгрессий, не оставивших на большей части территории Кубы достоверных следов.

Галечники формации Сабаналамар, так же как и упоминавшиеся ранее известняки 40–60-метровой террасы в устье р. Якабо, по-видимому, следует связывать с этими трансгрессиями. Возможно даже, что они представляют собой разные фации разновозрастных осадков. Не исключено также, что в состав толщи известняков и калькаренитов группы Хайманитас, имеющей более сложное строение, чем это представлялось ранее, в некоторых случаях были включены карбонатные осадки, более древние, чем нижний Хайманитас, но более молодые, чем формация Авало (Ведадо) – иными словами, карбонатные осадки трансгрессий, включенные нами в состав регрессивного интервала Вильяроха/Хайманитас.

Палеогеографическую характеристику всего этого регрессивно-трансгрессивного ритма, как и предыдущих, мы предпочитаем представить в виде выводов, основанных на анализе имеющихся в нашем распоряжении фактов.

1. В большинстве районов Кубы береговая линия трансгрессии Хайманитас была смещена вглубь суши по сравнению с современной береговой линией не более чем на несколько сотен метров. Исключениями были южная низменная равнина о. Хувентуд (до депрессии болот Ланьер на севере) и п-ов Сапата, полностью заливавшаяся морем Хайманитас. Возможными исключениями следует также считать прибрежные равнины центральной Кубы и равнину Кауто в восточной Кубе. Эти равнины, заливавшиеся морем во время более поздней трансгрессии Камачо, могли представлять собой мелководный шельф и во время трансгрессии Хайманитас. Осадки трансгрессии Хайманитас на этих равнинах скорее всего были представлены не карбонатными, а терригенными фациями. Во время трансгрессии Камачо они могли быть либо размыты, либо погребены под ее осадками.

Геоморфологическое положение равнин, сложенных с поверхности осадками формации Вильяроха, не оставляет сомнений в том, что это резкое уменьшение размеров очередной гляциозвстатической трансгрессии было обусловлено преимущественно энергичным тектоническим поднятием Кубинского мегантиклинория во время интервала Вильяроха/Хайманитас, а не меньшим поднятием уровня моря.

2. Так как уровень моря во время максимальной трансгрессии Вильяроха был, вероятно, несколько выше современного, а поверхности, образованные ее осадками, представляли собой мелководные шельфы, можно принять, что до тектонической деформации эти поверхности располагались в интервале высот ± 10 м по отношению к современному уровню моря. Современные высотные отметки этих поверхностей, очевидно, должны отражать амплитуду поднятия различных участков территории Кубы за время от завершения трансгрессии Вильяроха до наших дней с точностью ± 10 м. Береговая линия трансгрессии Хайманитас поднята над современным уровнем моря в западной Кубе не более чем на 12 м [Шанцер и др., 1976, с. 62], а в восточной Кубе – не более чем на 30 м [Там же, с. 41]. Сопоставляя эти высоты с высотами участков распространения формации Вильяроха, располагающимися поблизости от береговых террас, сложенных известняками Хайманитас, и принимая во внимание тот факт, что "оси молодых поднятий . . . почти повсюду достаточно удалены от нынешней береговой линии" [Там же, с. 46], можно прийти к выводу о том, что послевильярохское поднятие происходило главным образом в течение интервала Вильяроха/Хайманитас. Оно, по-видимому, продолжалось и позднее, но амплитуда поднятия за время с начала трансгрессии Хайманитас до наших дней в большинстве районов Кубы была примерно на порядок меньше амплитуды поднятия за время интервала Вильяроха/Хайманитас.

На рис. 22 приведена схема тектонического поднятия Кубинского мегантиклинория за время интервала Вильяроха/Хайманитас, основанная на сопоставлении современных высотных отметок выходов формации Вильяроха с данными о поднятиях после трансгрессии Хайманитас, полученными путем интерполяции сведений о высотных отметках выходов группы Хайманитас и формации Камачо. Эта методика составления схемы поз-

¹ Выделенная в разработанной нами стратиграфической схеме группа Хайманитас включает в себя осадки двух трансгрессий. Мы называем трансгрессией Хайманитас только первую из них, оставившую осадки формации, условно названной нами "нижний Хайманитас". Следующую трансгрессию, во время которой отлагались карбонатные осадки формации, названной нами "верхний Хайманитас", и красочные осадки формации Саладо, мы называем трансгрессией Саладо.

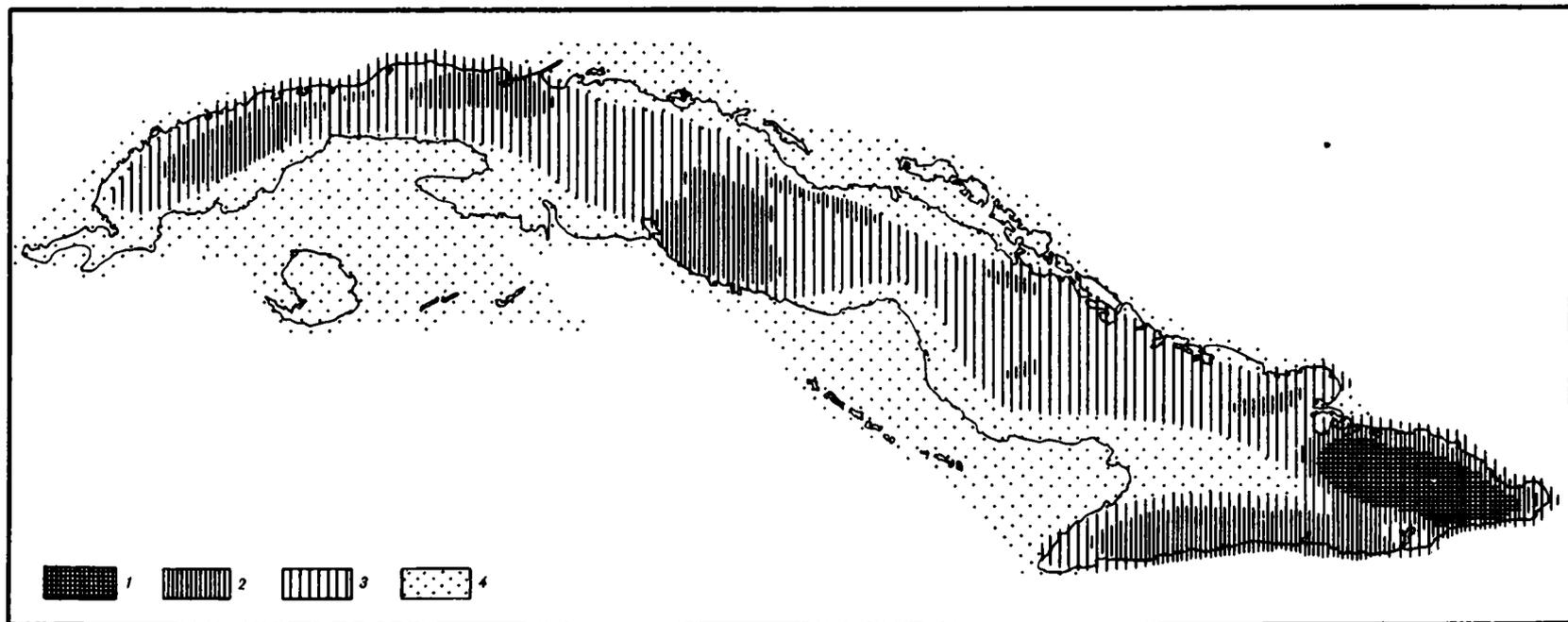


Рис. 22. Тектонический режим Кубинского мегантиклинория во время регрессивного интервала Вильяуроха/Хайменитас
 1 — зоны весьма интенсивного поднятия (300—700 м), 2 — зоны интенсивного поднятия (100—300 м), 3 — зоны умеренного поднятия (до 100 м), 4 — зоны относительной тектонической стабильности и слабого поднятия или опускания (± 10 м)

волила отразить на ней различия в амплитудах поднятия только в довольно широких интервалах. Тем не менее общая структура этого поднятия вырисовывается достаточно четко.

Прежде всего бросается в глаза исключительно высокая интенсивность тектонических движений этого времени. Не имея в своем распоряжении сведений о продолжительности различных интервалов плиоцен-антропогенного этапа, мы не можем подойти к количественным оценкам скорости тектонических движений. Однако сравнение амплитуд поднятий, происходивших в различные интервалы плиоцен-антропогенного этапа, позволяет утверждать, что во время интервала Вильяроха/Хайманитас скорость поднятия в тех участках, где оно было максимальным, была не менее чем на порядок выше, чем в любое другое время.

Весьма значительной была и дифференцированность этих движений — в пределах современной Кубы амплитуда поднятия менялась от нуля до 700 м. Характер изменений этой амплитуды в общем подтверждает представления М. Итурральде-Винента о том, что дифференцированность вертикальных тектонических движений "платформенного" этапа геологического развития Кубы определялась в первую очередь дифференцированными движениями различных блоков и перекосами этих блоков [Iturralde-Vinent, 1977]. В то же время наши данные показывают, что в течение интервала Вильяроха/Хайманитас некоторые блоки были не только перекошены, но и покороблены, изогнуты и расколоты разломами. Приведем несколько примеров различного проявления тектонических движений времени интервала Вильяроха/Хайманитас в блоковой структуре Кубинского мегантиклинория.

Большая часть блока Сан-Кристобаль, бывшего во время трансгрессии Вильяроха сушей, после этой трансгрессии была, видимо, тектонически стабильной. Только северная окраина блока, примыкающая к его границе с блоком Гуане, была вовлечена в незначительное поднятие, приводившее к перекосу блока. Блок Гуане, в пределах которого к началу трансгрессии Вильяроха были выработаны глубокие карстовые депрессии, днища которых располагались ниже поверхности равнины, существовавшей в пределах блока Сан-Кристобаль, во время интервала Вильяроха/Хайманитас был поднят более чем на 100 м. Это существенное изменение амплитуды поднятия, несомненно, было связано со смещением по крупному разлому, который является границей между этими блоками.

Иные взаимоотношения существовали между блоками Батабано и Гавана — Матансас. В течение интервала Вильяроха/Хайманитас блок Батабано также испытывал перекося. Его южный край оставался тектонически стабильным, а северный был поднят примерно на 50 м. Однако смещений по разлому, определяющему границу этого блока с блоком Гавана — Матансас, вероятно, не происходило. Интерпретация современного положения поверхностей, сложенных осадками формации Вильяроха, позволяет говорить о том, что южная часть блока Гавана — Матансас во время интервала Вильяроха/Хайманитас представляла собой единое целое с блоком Батабано, испытывая такой же перекося, и только в центральной части этого блока происходило смещение по разлому, в результате которого северная часть блока Гавана — Матансас была поднята значительно больше, чем южная. Кроме того, эта северная часть блока также была перекошена, но в противоположном направлении. Можно, по-видимому, говорить и о своеобразном изгибе блока Гавана — Матансас (см. рис. 10). Северная граница блока проходит по крупному разлому, определяющему положение островного склона Кубы. Поднятие блока, несомненно, проявлялось в смещениях по этому разлому.

Третьим примером может служить блок Моа — Баракоа, где поднятие времени интервала Вильяроха/Хайманитас было максимальным, достигая 700 м. Большая часть границ этого блока совпадает с границами Кубинского мегантиклинория — разломами, определяющими положение островного склона Кубы. Смещения по этим разломам и по разломам, определяющим границы этого блока с блоками Баяте и Кауто — Нипе, несомненно, играли решающую роль в развитии этого поднятия. Однако амплитуды поднятия вблизи от большинства этих разломов обычно составляют только 200–300 м, а иногда и меньше. Это свидетельствует о неравномерном поднятии блока, о его короблении. Очень часто это коробление сопровождалось возникновением разломов внутри блока. Эти молодые разломы часто прекрасно выражены в современном рельефе [Шанцер и др., 1976, с. 36, рис. 2].

3. Два уровня береговых террас, располагающихся выше террас, сложенных известняками Хайманитас, несомненно, были выработаны во время интервала Вильяроха/Хайманитас. Эти уровни, достигающие высот 35 и 60 м на западе Кубы и 80 и 190 м на востоке [Там же, с. 48 и 55], вероятно, следует считать следами трансгрессий, происходивших в течение этого сложного, преимущественно регрессивного интервала. В большин-

стве случаев террасы этих уровней представлены абразионными площадками, выработанными в известняках формации Авало (Ведадо) или в более древних породах. Террасы более высоких уровней, известные на побережье восточной Кубы, судя по тому, что на их поверхности иногда присутствуют карстово-элювиальные образования ("terra gossa") "влажного" плейстоцена, являются формами рельефа, выработанными еще до трансгрессии Вильяроха.

На тех участках побережья Кубы, которые во время интервала Вильяроха/Хайманитас не испытывали поднятия, террасы либо представлены только нижними уровнями, сложены известняками Хайманитас (например, п-ов Сапата и южное побережье о. Хувентуд), либо вообще отсутствуют (например, южное побережье провинций Пинардель-Рио и Гавана). Все плейстоценовые трансгрессии на таких участках развивались по-видимому, примерно на одном и том же уровне, и отсутствие осадков каких-либо трансгрессий объясняется, очевидно, их последующим размывом. Примером такого развития серии трансгрессий и регрессий в районе относительной тектонической стабильности может служить п-ов Сапата. На всей территории полуострова под широко развитыми здесь голоценовыми торфяниками повсеместно присутствуют известняки и калькарениты группы Хайманитас. Вряд ли можно сомневаться в том, что во время трансгрессий Гевара и Вильяроха осадки этих трансгрессий, в настоящее время известные только севернее п-ова Сапата, формировались и в его пределах. Не исключено, что местами эти осадки сохранились под покровом известняков Хайманитас, однако во всех немногочисленных обнажениях, вскрывающих подошву этих известняков, подстилающие породы представлены известняками Авало, что свидетельствует о размыве терригенных осадков формаций Гевара и Вильяроха.

В то же время, именно в этом районе и в южной части о. Хувентуд, имеющей такое же геологическое строение, в известняках Хайманитас были встречены вымершие виды моллюсков, не отмечавшиеся в тех выходах группы Хайманитас, которые располагаются на побережьях, испытывавших тектоническое поднятие во время интервала Вильяроха/Хайманитас [Torre, 1972b; Nemes et al., 1967; Formell Cortina, 1969]. Очевидно, присутствие этих вымерших видов может объясняться тем, что на п-ове Сапата, в южной части о. Хувентуд и, вероятно, на п-ове Гуанаакаибес в состав группы Хайманитас были включены известняки, сформированные во время трансгрессий интервала Вильяроха/Хайманитас и частично сохранившиеся от размыва во время трансгрессии Хайманитас.

4. Одновременно с резким изменением тектонического режима в начале интервала Вильяроха/Хайманитас произошло столь же резкое изменение климата. Осадки формации Вильяроха встречаются в районах, где количество атмосферных осадков в настоящее время колеблется от 1200 до 1600 мм, но нигде они не несут следов интенсивного химического выветривания. Нигде в этих осадках не отмечено гипергенной трансформации глинистых минералов и каких-либо признаков профильного перераспределения вещества, за исключением растворения и выноса карбонатов. Очевидно, влажность климата резко уменьшилась, приблизившись к современной. Это изменение климата определялось, скорее всего, не местными факторами, а глобальным изменением атмосферной циркуляции, так как резкое тектоническое поднятие Кубы могло вызвать скорее увеличение, а не уменьшение количества атмосферных осадков.

Совпадение во времени резкого увеличения интенсивности тектонических движений и глобального изменения климата позволяет предполагать, что граница между "влажным" и "сухим" плейстоценом Кубы совпадает с глобальной климатостратиграфической границей, имеющей возраст около 0,7 млн. лет и примерно соответствующей границе палеомагнитных эпох Матуяма/Брюн. Конечно, это предположение нуждается в более серьезном обосновании фактическим материалом, который можно будет получить только в ходе дальнейших исследований.

Для характеристики климата времени трансгрессии Хайманитас мы располагаем несколько большим количеством данных, чем для более ранних и более обширных трансгрессий. Можно утверждать, что количество атмосферных осадков во время этой трансгрессии было близко к современному и, если и превышало его, то не более чем на 100–200 мм/год. Иначе осадки формации Вильяроха в пределах тех районов, не затопившихся во время трансгрессии Хайманитас, где современное количество атмосферных осадков достигает 1600 мм, были бы переработаны процессами химического выветривания. Не исключено, что во время трансгрессии Хайманитас климат Кубы был даже суше, чем в настоящее время.

К сожалению, мы не располагаем данными для ответа на вопрос о том, как отличался климат Кубы во время трансгрессии Хайманитас от климата регрессивного интервала Вильяроха/Хайманитас. Этот вопрос имеет прямое отношение к проблеме существования на Кубе пльвиальных и аридных климатических циклов, связанных с чередованием

ледниковых и межледниковых условий в более высоких широтах. Как уже отмечалось, для решения этой проблемы также необходимы дальнейшие исследования.

5. Осадки трансгрессии Хайманитас на Кубе представлены только карбонатными фациями (нижний Хайманитас), но это еще не говорит о резком преобладании карбонатного осадконакопления над терригенным. Как уже отмечалось, участки распространения терригенных осадков самых молодых плейстоценовых формаций Камачо и Сигуанеа во время трансгрессии Хайманитас были, по всей вероятности, участками формирования терригенных осадков этой трансгрессии. Известняки и калькарениты нижнего Хайманитаса формировались только на тех участках побережья, которые были сложены более древними карбонатными осадками. Тем не менее, сам факт формирования карбонатных осадков в пределах тех участков шельфа Кубы, которые в настоящее время являются сушей, свидетельствует о резком увеличении роли карбонатного осадконакопления во время трансгрессии Хайманитас по сравнению с предшествовавшими трансгрессиями Гевара и Вильяроха.

По-видимому, это было связано с уменьшением влажности климата и соответствующим уменьшением количества терригенного материала, поставляемого на шельф флювиально-денудационными процессами. Особого внимания заслуживает тот факт, что уменьшение активности флювиально-денудационных процессов происходило несмотря на увеличение "потенциальной энергии" рельефа, связанное с энергичным тектоническим поднятием многих участков Кубинского мегантиклинория во время интервала Вильяроха/Хайманитас.

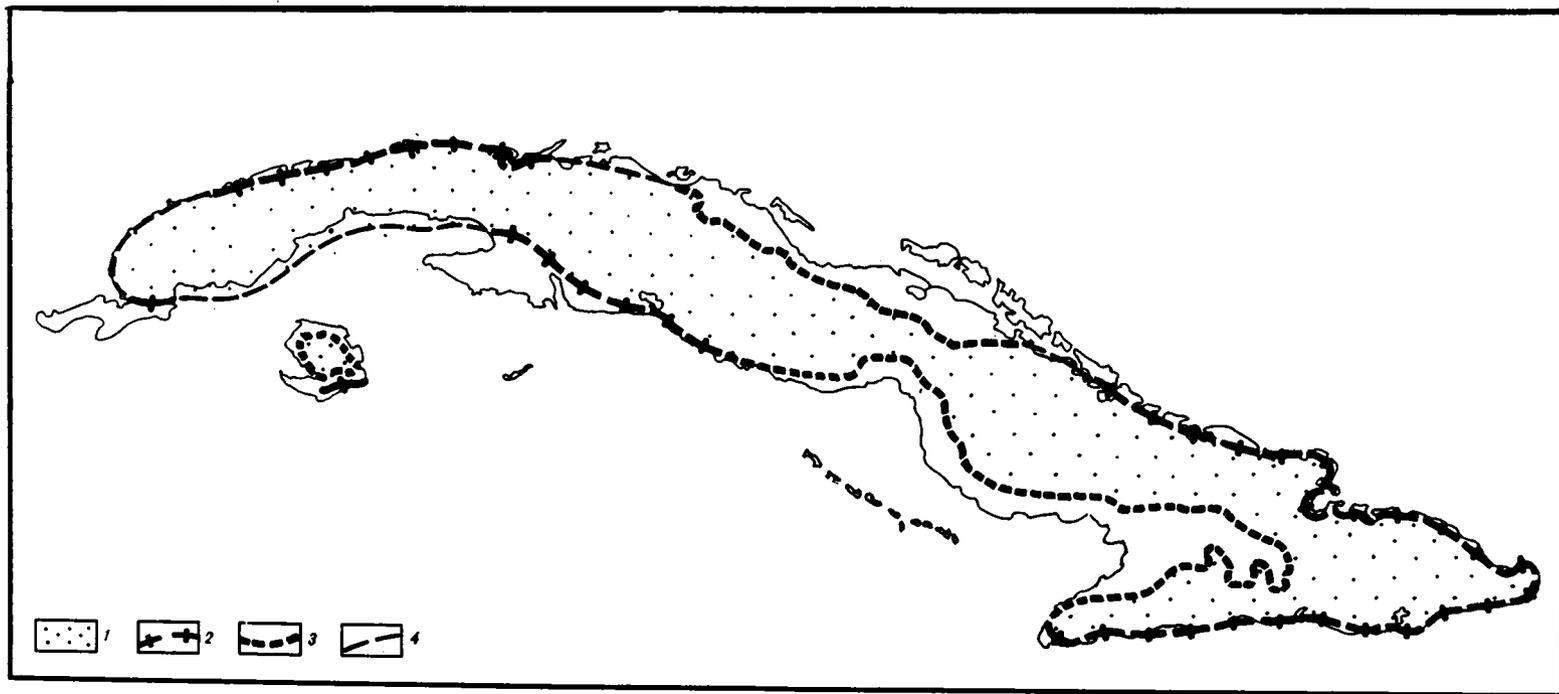
6. К концу трансгрессии Хайманитас основные черты современного рельефа Кубы были, скорее всего, уже сформированы. Конечно, последующие регрессии и трансгрессии существенно изменяли очертания береговой линии Кубинского архипелага. Осушение значительных участков островного склона во время последних плейстоценовых регрессий не могло не оказывать влияния на ход рельефообразующих процессов, но общий результат этих процессов, который мы постараемся охарактеризовать в следующем разделе, ограничивался изменениями некоторых деталей морфоскульптуры Кубы. Дифференцированные тектонические движения — наиболее существенный фактор формирования рельефа — после трансгрессии Хайманитас то несколько ослабевали, то снова активизировались. Как будет показано в дальнейшем, их общая интенсивность вряд ли существенно уменьшалась. Но протяженность всего времени, прошедшего от конца трансгрессии Хайманитас до наших дней, очевидно, была настолько меньше протяженности интервала Вильяроха/Хайманитас, что существенных изменений в строение рельефа эти движения не внесли. Все основные морфоструктурные особенности Кубы были сформированы к концу интервала Вильяроха/Хайманитас.

ПОСЛЕДНИЕ РЕГРЕССИИ И ПОСЛЕДНЯЯ ТРАНСГРЕССИЯ ПЛЕЙСТОЦЕНА КУБЫ

Как отмечалось в главе, посвященной стратиграфии антропогена Кубы, формации Камачо и Сигуанеа возникли, несомненно, в ходе последней плейстоценовой трансгрессии, а известняки и калькарениты верхнего Хайманитаса, так же как и терригенно-карбонатные осадки формации Саладо, скорее всего, одновозрастны с этими формациями. Правда, возможность существования отдельных разновозрастных трансгрессий Саладо и Камачо нельзя считать полностью исключенной, но принимать ее во внимание в палеогеографической характеристике этого времени вряд ли имеет смысл. Нужно только иметь в виду, что последняя плейстоценовая трансгрессия принятой нами схемы может в действительности оказаться более сложным трансгрессивным интервалом, включающим в себя две трансгрессии и разделяющую их регрессию.

Мы предпочли объединить в одном интервале с последней плейстоценовой трансгрессией регрессию, предшествовавшую ей, и регрессию, наступавшую после нее, главным образом потому, что изменения палеогеографической обстановки за весь этот интервал были не настолько значительными, чтобы имело смысл рассматривать их не вместе, а в рамках менее продолжительных интервалов. Кроме того, нам представлялось целесообразным включить в этот интервал последнюю плейстоценовую регрессию для того, чтобы его завершение совпадало с границей между плейстоценом и голоценом.

Тот факт, что рассматриваемый интервал завершает серию плейстоценовых гляциозватических трансгрессий и регрессий, позволяет рассмотреть вопрос о корреляции этого интервала и предшествовавшей ему трансгрессии Хайманитас с оледенениями и межледниковьями позднего плейстоцена и попытаться привязать местную стратиграфическую шкалу антропогена Кубы к глобальной шкале. К сожалению, бесспорных выводов относительно этой привязки сделать не удастся. Наиболее правдоподобным мы считаем предположение о корреляции последней плейстоценовой трансгрессии Кубы,



Р и с. 23. Береговая линия предпоследней (Хайманитас) и последней (Камачо, Саладо) плейстоценовых трансгрессий на Кубе
 1 — суша времени последних плейстоценовых трансгрессий. Береговая линия: 2 — установленная по распространению карбонатных осадков группы Хайманитас, 3 — установленная по распространению терригенных осадков формаций Камачо и Сигуанеа, 4 — предполагаемая

которой соответствуют формации Камачо, Сигуанеа, Саладо и верхний Хайманитас, со средним висконсином или "ярусом" 3 схемы Н. Шеклтона и Н. Опдайка [Shackleton, Oрдукe, 1973, 1976], а трансгрессии Хайманитас — с сангамоном или "ярусом" 5. В то же время эти датировки можно считать и верхними возрастными пределами этих трансгрессий, так как возможны и другие корреляции. Эта проблема подробно рассмотрена в предыдущей главе (см. с. 80—83).

Реконструкция палеогеографической обстановки этого интервала на основе тех сведений, которые имеются в нашем распоряжении в настоящее время, позволяет прийти к следующим выводам.

1. Последняя плейстоценовая трансгрессия по своим размерам примерно соответствовала трансгрессии Хайманитас (рис. 23). Судя по тому, что осадки верхнего Хайманитаса и формации Саладо во всех известных обнажениях залегают на известняках и калькаренитах нижнего Хайманитаса, уровень моря во время этой трансгрессии поднимался даже несколько выше уровня моря во время трансгрессии Хайманитас. Именно этот факт заставляет испытывать наиболее сильные сомнения в правильности предположения о средневисконсинском возрасте этой трансгрессии.

Примерное совпадение размеров этой трансгрессии с размерами трансгрессии Хайманитас свидетельствует также об отсутствии заметных вертикальных тектонических движений в прибрежных зонах Кубы во время предшествовавшей регрессии. Скорее всего, это связано только с геологической кратковременностью этой регрессии.

2. На прибрежных равнинах центральной и восточной Кубы осадки формации Камачо иногда залегают на доплейстоценовых породах, но чаще подстилаются толщей рыхлых терригенных отложений, представленных галечниками, песками, глинистыми песками и суглинками, иногда неяснослоистыми, а иногда с прекрасно выраженной косою слоистостью (см. рис. 19). К высказывавшемуся ранее мнению относительно аллювиально-морского генезиса этой толщи [Карташов, Майо, 1976, с. 16—19] следует добавить, что косослоистые пески и галечники, рассматривавшиеся в цитированной работе как "типично аллювиальные", в ряде случаев, по-видимому, могут представлять собой пляжевые фации морских осадков. Морские фации этой толщи, несомненно, представляют собой терригенные осадки трансгрессии Хайманитас, а аллювиальные — включают в себя две генерации: аллювий речных долин, сформированный до наступления трансгрессии Хайманитас, и аллювий, накапливавшийся на прибрежной равнине во время начальных фаз регрессии Хайманитас/Камачо (Саладо), когда крутой островной склон еще не был осушен.

В некоторых крупных речных долинах центральной Кубы за пределами прибрежной равнины присутствуют широкие террасы, поверхность которых сливается в один уровень с поверхностью прибрежной равнины, а высота над руслом составляет 20—25 м. Часто эти террасы полностью сложены констративной аллювиальной толщей, но кроме типично аллювиальных фаций, представленных галечниками и косослоистыми песками с гравием и галькой, в разрезах террас присутствуют также неяснослоистые иловатые суглинки и глинистые илы — по всей вероятности, осадки фации эстуариев. В тех случаях, когда эти террасы имеют цоколь коренных пород, буровыми работами нередко удается обнаружить их древний погребенный тальвег, располагающийся в стороне от современного русла на высоте, близкой к отметкам этого русла. Такие же погребенные тальвеги крупных рек (например, р. Сасы) были обнаружены и в пределах прибрежной равнины под толщей слагающих ее осадков.

Мы считаем, что эти особенности геологического строения и геоморфологии прибрежных равнин центральной Кубы и связанных с ними речных террас объясняются следующей последовательностью событий:

- максимум регрессии Хайманитас/Камачо (Саладо), осушение крутого островного склона, интенсивное врезание рек, пересекающих этот склон;
- распространение врезания вверх по течению рек, выработка каньонов на участках рек, пересекающих прибрежную равнину и выше их по течению;
- начало трансгрессии Камачо (Саладо), возникновение эстуариев в устьевых участках речных долин, заполнение их осадками;
- максимум трансгрессии Камачо (Саладо), в пределах прибрежной равнины, залитой морем, погребение осадков фации эстуариев морскими осадками, возникновение эстуариев в новых устьевых участках речных долин, заполнение их осадками и, в результате этого, наступление процесса флювиальной аккумуляции на участках долин, лежащих выше по течению, и погребение каньонов констративным аллювием.

3. Прибрежные равнины центральной и восточной Кубы, как правило, прорезаны современными реками на глубину 20—25 м (возле тылового шва равнин). Вниз по течению глубина этого вреза постепенно уменьшается, к устью рек сходя на нет. Хотя про-

цесс врезания в большинстве этих речных долин еще не завершен, вряд ли можно сомневаться в том, что начинался он еще во время последней плейстоценовой регрессии. Одной из непосредственных причин наступления процесса врезания, несомненно, было осушение крутого острого склона. В то же время ход этого процесса в значительной мере определялся новой активизацией вертикальных тектонических движений. Тот факт, что высота тылового шва прибрежных равнин, сложенных формацией Камачо, колеблется от 10 до 30 м, можно считать бесспорным доказательством неравномерного тектонического поднятия Кубы во время последней плейстоценовой регрессии. Анализ высотных отметок этих равнин и террас, сложенных известняками и калькаренитами верхнего Хайманитаса, позволяет считать, что амплитуды этого поднятия, продолжавшегося, вероятно, и в голоцене, в большинстве случаев не превышали первых десятков метров.

Прибрежные равнины южного побережья провинций Пинар-дель-Рио и Гавана, морфологически не отличающиеся от равнин центральной Кубы, сложены с поверхности более древними формациями Гевара и Вильяроха, осадки которых прослеживаются и ниже уровня моря. Так как трудно предположить, что уровень моря во время обеих трансгрессий "сухого" плейстоцена был ниже современного, можно считать, что южная окраина блока Сан-Кристобаль и та часть блока Батабано, которая в настоящее время занята бухтой Броа, в конце плейстоцена и в голоцене не только не испытывали поднятия, но, скорее всего, были даже несколько опущены.

Если упоминавшееся ранее предположение о том, что формация Хамайка одновозрастна с формацией Камачо, все-таки окажется правильным, то это будет означать, что в районе смыкания блоков Баяте и Моа — Баракоса амплитуда тектонического поднятия за время с начала последней плейстоценовой регрессии до наших дней превысила 100 м. Малая вероятность такой интенсивности вертикальных тектонических движений даже в этом районе максимальных амплитуд плейстоценового тектонического поднятия — это главная причина того, что предположение о более древнем возрасте формации Хамайка кажется нам более правдоподобным. Однако и эту малую вероятность нельзя все-таки считать полностью исключенной.

Следует также отметить, что во время беглых маршрутных исследований в провинции Камагуэй мы встречали разрозненные и плохо сохранившиеся выходы глинистых песков и глин, внешне сходных с осадками формации Камачо, на высотах более 80 м над уровнем моря. Если более детальные исследования установят, что осадки формации Камачо в этой провинции действительно встречаются на таких высотах, то наши представления о существовании здесь равнинной суши в течение всего позднего кайнозоя, нашедшие отражение в палеогеографических схемах (см. рис. 17, 19, 20), по-видимому, потребуют пересмотра.

4. Для характеристики климата рассматриваемого интервала можно использовать анализ характера выветривания не только осадков формации Вильяроха, сохранившихся в районах, не затопленных последней плейстоценовой трансгрессией, но и осадков формации Камачо, оставленных этой последней трансгрессией. Вторичные изменения глин Камачо ограничены частичным растворением карбонатов в верхних горизонтах и их переотложением в иллювиальный горизонт на глубину 1,5—2 м. Следы химического выветривания в этих глинах отсутствуют. Очевидно, климат рассматриваемого интервала, как и климат времени Хайманитаса и интервала Вильяроха/Хайманитаса, был близок к современному, а если количество атмосферных осадков и превышало современную норму, то не более чем на 100—200 мм/год.

Как и при анализе климатических условий других интервалов плиоцен-антропогенового этапа, нам не удалось установить признаков каких-либо изменений климата внутри рассматриваемого интервала, изменений, соответствующих широко распространенным представлениям о чередовании плейстоценовых и аридных климатических циклов.

ГОЛОЦЕНОВАЯ ТРАНСГРЕССИЯ

Характер современной береговой линии Кубинского архипелага достаточно убедительно свидетельствует о том, что последним изменением уровня моря было его поднятие. Такие типично ингрессионные формы рельефа берегов, как эстуарии и бухты-"сумки", присутствуют практически на всех побережьях архипелага, иногда и на таких, которые, судя по присутствию голоценовых террас, испытывали недавнее поднятие. Ингрессионные эстуарии отсутствуют только в устьях некоторых наиболее крупных рек, выносящих значительное количество рыхлого материала (Манати, Саса, Кауто и др.). Аккумуляция этого материала не только компенсировала затопление морем устьевых частей долин, но и вела к росту небольших дельт. Характер берегов бухт-

“сумок” также зависит от количества рыхлого материала, поступающего в эти бухты с суши. Встречаются бухты с ингрессионными берегами, очертания которых практически не изменены аккумуляцией рыхлого материала, и бухты с низкими аккумулятивными берегами, возникшими в результате частичного заполнения этих бухт рыхлым материалом. Заметную роль в формировании аккумулятивных берегов, как в бухтах “сумках” так и на других участках побережья, играют мангровые заросли.

Детальная история голоценовой (последледниковой) гляциоэвстатической трансгрессии, сформировавшейся в сочетании с другими экзогенными процессами и молодыми тектоническими движениями современную береговую линию, изучалась многими исследователями. Подробная свodka взглядов этих исследователей, приведенная в работе П.А. Каплина ([1973], так же, как и краткое резюме, составленное Дж. Карреем и Ф. Шепардом [Curry, Shepard, 1972], показывает, что единого мнения относительно характера этой трансгрессии не существует до сих пор. Если не обращать внимания на мелкие расхождения в деталях, то все взгляды на историю этой трансгрессии можно свести к двум принципиально различным точкам зрения. Согласно одной из них, голоценовая трансгрессия представляла собой быстрый подъем уровня моря, резко замедлившийся или даже совсем прекратившийся 5–6 тыс. лет назад; уровень моря при этом не поднимался выше современного. Согласно другой — современный уровень моря располагается на несколько метров ниже максимума или максимумов голоценовой трансгрессии; конец голоцена был временем регрессивно-трансгрессивных колебаний уровня моря с амплитудами в пределах первых метров.

Ш. Дюкло [Ducloz, 1963], А.С. Ионин и др. [1977], Е.В. Шанцер и др [1976], исследования которых касались проблемы проявления голоценовой трансгрессии на Кубе, придерживались второй точки зрения и связывали голоценовые прибрежные террасы и наиболее высокие штормовые валы с фландрской (максимальной голоценовой) трансгрессией¹, существование которой, по мнению некоторых из этих исследователей, “можно считать установленным бесспорно” [Шанцер и др., 1976, с. 79]. Мы не разделяем этой точки зрения.

В пределах Кубинского архипелага, кроме берегов, на которых морские голоценовые осадки и формы рельефа располагаются выше современной береговой линии, существуют и такие берега, на которых современная береговая линия соответствует наивысшему положению уровня моря в голоцене, так как выше ее голоценовые морские образования отсутствуют. При этом общая протяженность таких берегов не уступает протяженности берегов первого типа. К этому следует добавить, что голоценовые террасы Кубы имеют различную высоту (см. с. 91). Очевидно, все это свидетельствует о том, что и в голоцене тектонические движения в пределах Кубинского мегантиклинория были достаточно активными и дифференцированными.

Если допускать существование фландрской трансгрессии или, иными словами, допускать, что последледниковая голоценовая трансгрессия в позднем голоцене сменялась эвстатической регрессией, то придется считать, что эти дифференцированные движения представляли собой главным образом опускания на фоне стабильного положения некоторых блоков. Для поднятий же в этой схеме практически не останется места. Однако все приведенные выше сведения об истории геологического развития Кубы в плейстоцене однозначно свидетельствуют о преобладании поднятий над опусканиями, особенно ярко выраженном в течение “сухого” плейстоцена. Напомним еще раз о лестницах морских террас на многих участках побережья, о поднятых на несколько сотен метров абразионных равнинах с морскими плейстоценовыми осадками, слагающими их поверхность, об отсутствии крупных аллювиальных равнин, возникающих в результате компенсационной аккумуляции аллювия, о преобладании врезавшихся рек над равновесными даже в районах развития равнинного рельефа. Для того чтобы считать, что в голоцене эта характерная особенность тектонического режима сменилась прямо противоположной — преобладанием опусканий над поднятиями, — нужны достаточно веские доказательства.

Нам известен всего один факт, который можно истолковать как доказательство позднеантропогенных тектонических опусканий прибрежной зоны Кубы. Этот факт — отсутствие осадков группы Хайманитас или формации Камачо на низменных, лишенных террас берегах. По крайней мере одна из трансгрессий, оставивших эти осадки, соответствовала “настоящему” межледниковью, в ходе которого уровень Мирового океана поднимался выше современного на 10–20 м [Каплин, 1973], и отсутствие ее осадков на обширных прибрежных низменностях можно считать доказательством позднеплейстоценового или голоценового тектонического опускания. Однако подобная геологи-

¹ Иногда фландрской называют всю голоценовую трансгрессию, а не только ее предполагаемый максимум, сменявшийся в позднем голоцене регрессией [Каплин, 1973, с. 14].

ческая ситуация встречается лишь на одном участке побережья Кубы — на южном берегу провинций Пинар-дель-Рио и Гавана, от бухты Кортес до бухты Броа. Поскольку этот участок побережья находится в пределах блоков Сан-Кристобаль и Батабано, общей тенденцией геологического развития которых в кайнозое было преобладание тектонических опусканий над поднятиями [Iturralde-Vinent, 1977], предположение о его голоценовом опускании можно считать вполне правдоподобным. Но голоценовое тектоническое опускание одного ограниченного участка побережья Кубы нельзя считать доказательством того, что все другие низменные берега, лишённые плейстоценовых и голоценовых террас, также испытывали в голоцене опускания, а берега, на которых развиты голоценовые морские террасы, не испытывали в голоцене тектонических поднятий.

Таким образом, строение берегов Кубы свидетельствует скорее о правильности взглядов тех исследователей, которые рассматривают голоценовую (последлениковую) трансгрессию как непрерывное поднятие уровня моря, замедлившееся или даже прекратившееся несколько тысяч лет назад, но ни разу не сменявшееся регрессией. В то же время, оценивая значение фактов, установленных на Кубе, для решения общей проблемы фландрской трансгрессии, нельзя не признать, что детальность наших работ была явно недостаточной для того, чтобы уверенно отрицать возможность существования этой трансгрессии. В оценке современного состояния этой проблемы мы полностью согласны с П.А. Каплиным, который "...считает предпочтительнее точку зрения, согласно которой уровень моря в последлениковое время никогда не был выше современной береговой линии", но отмечает, что "... современные методы изучения колебания уровня океана не позволяют однозначно решить дискутируемую проблему" [Каплин, 1973, с. 85].

Кроме возникновения современных очертаний береговой линии, непосредственным результатом голоценовой трансгрессии на Кубе было возникновение болот в карстовых депрессиях п-ова Сапата, южной части о. Хувентуд (депрессия Ланьер) и п-ова Гуанаакабис и накопление в них торфяников.

Как видно из вышеизложенного, тектонические движения голоцена лучше всего отражены в строении берегов Кубы. Мы уже отметили, что участок южного побережья провинций Пинар-дель-Рио и Гавана испытывал опускание, по всей вероятности, незначительное. Низменные берега, лишённые голоценовых морских осадков (за исключением осадков прибрежных мангровых болот), но сложенные с поверхности карбонатными осадками группы Хайманитас или терригенными осадками формаций Камачо и Сигуанеа, можно, по-видимому, считать тектонически стабильными или поднимающимися на небольшую высоту только в первой половине голоцена, когда скорость поднятия уровня моря была значительной. Берега такого типа развиты на северном побережье западной и центральной Кубы (участки от п-ова Гуанаакабис до бухты Онда и от южного берега п-ова Икакос почти до входа в бухту Нуэвитас), на п-ове Сапата и на южном побережье центральной Кубы (участок от бухты Касильда в окрестностях г. Тринидада до мыса Крус — юго-западной оконечности восточной Кубы). К этому же типу относятся и все берега о. Хувентуд за исключением южного [Iturralde-Vinent, 1977, p. 8, fig. 4].

Голоценовые террасы встречаются на северном побережье западной Кубы (участок от бухты Онда до п-ова Икакос), на южных берегах п-ова Гуанаакабис, о. Хувентуд и центральной Кубы (участок от бухты Кочинос до бухты Касильда) и на всем побережье восточной Кубы. Их высоты, по данным А.С. Ионина и др. [1977], колеблются от 1 до 4 м на западе Кубы и достигают 7 м на востоке, а по данным Е.В. Шанцера и др. [1976] составляют обычно 1,2—1,5 м на западе и 2—2,5 м на востоке. Поскольку поверхность "первой" террасы схемы Е.В. Шанцера и его соавторов (голоценовая терраса названа ими "нулевой") по нашим наблюдениям во всех случаях срезает известняки группы Хайманитас и, значит, тоже может оказаться голоценовым образованием, по крайней мере, в некоторых случаях, мы полагаем, что действительный диапазон высот голоценовых террас Кубы ближе к оценкам А.С. Ионина и его соавторов. Может быть, он даже несколько шире этих оценок.

В отличие от Е.В. Шанцера и его соавторов [1976], связывающих формирование голоценовых террас с позднеголоценовой (последфландрской) регрессией, мы считаем, что они возникали на тех участках побережья, где тектоническое поднятие продолжалось и во второй половине голоцена, после резкого замедления голоценовой трансгрессии. Голоценовое тектоническое поднятие этих участков могло иметь и постоянную скорость, но пока эта скорость была меньше скорости поднятия уровня моря, морская абразия вырабатывала горизонтальные или почти горизонтальные площадки, а когда скорость трансгрессии резко замедлилась, эти площадки были подняты над уровнем моря. Подтверждением правильности нашей точки зрения может служить тот факт, что большинство районов развития голоценовых террас располагается в зонах наиболее интенсивных поднятий "сухого" плейстоцена. Голоценовое поднятие этих районов сле-

дует, видимо, считать продолжением тех самых движений, которые резко активизировались в начале "сухого" плейстоцена.

На тех участках побережья, где горные сооружения Эскамбрия и Сьерра-Маэстры вплотную подходят к морю, встречаются крутые берега, лишенные каких-либо голоценовых образований за исключением узкой полоски современного пляжа, примыкающей либо к уступам плейстоценовых террас, выработанных в известняках Авало (Ведадо) или Хайманитас, либо непосредственно к крутым коренным склонам. На побережье восточной Кубы такие берега встречаются и за пределами горного сооружения Сьерра-Маэстры. Их возникновение, очевидно, объясняется тем, что темпы поднятия этих участков были настолько велики, что обгоняли темпы эвстатического поднятия уровня моря даже в первой половине голоцена, не позволяя абразионным процессам вырабатывать горизонтальные площадки. И в этих случаях унаследованность тектонических движений голоцена от плейстоценовых проявлялась весьма четко.

В то же время голоценовые тектонические движения некоторых районов Кубы никак нельзя назвать прямым продолжением тектонических движений "сухого" плейстоцена. Характерным примером таких районов можно считать южную окраину о. Хувентуд.

В начале позднего кайнозоя на месте о. Хувентуд существовала выработанная в мезозойских метаморфических породах абразионная равнина с крутосклонными останцовыми возвышенностями, мало отличавшимися от современных. Во время трансгрессии Ведадо эта равнина вновь была затоплена морем, причем маломощный покров миоценовых, скорее всего терригенных осадков, по-видимому перекрывавший эту равнину, был полностью абрадирован, а останцовые возвышенности были вновь превращены в мелкие острова, очертания которых несколько изменялись под действием процессов абразии. Во время интервала Ведадо/Гевара блок Хувентуд, сохранявший в первой половине позднего кайнозоя тектоническую стабильность, начал испытывать поднятие. Современные высотные отметки плиоцен-плейстоценовой абразионной равнины о. Хувентуд показывают, что это поднятие имело форму небольшого симметричного купола, резко отличаясь этим от преимущественно глыбовых поднятий других блоков. Амплитуда поднятия и, видимо, его скорость были невелики, — за все время от конца трансгрессии Ведадо до наших дней центральная часть купола поднялась на 70–80 м, а к современным берегам о. Хувентуд и к депрессии Ланьер на юге поднятие постепенно сходило на нет.

Южная часть о. Хувентуд (к югу от депрессии Ланьер) сохраняла относительную тектоническую стабильность, вероятно, на протяжении почти всего позднего кайнозоя — до начала того поднятия, результатом которого было формирование низких голоценовых террас на южном берегу острова. Так как нам не известно, присутствуют ли среди известняков группы Хайманитас, слагающих поверхность южной части о. Хувентуд, осадки верхнего Хайманитаса, мы не можем сказать, когда началось это поднятие — в голоцене или в конце плейстоцена. Но совершенно ясно, что оно не имело прямой связи с общей активизацией тектонических движений Кубы в начале "сухого" плейстоцена (интервал Вильяроха/Хайманитас), не проявлявшейся в пределах блока Хувентуд. Судя по характеру остальных берегов о. Хувентуд, это поднятие захватывало только крайний юг острова — узкую полосу, непосредственно примыкающую к краю шельфа.

Площадки морских террас, формирующиеся при одном и том же уровне моря, могут различаться по высоте на несколько метров [Каплин, 1973, с. 117]. Поэтому различная высота голоценовых террас Кубы не обязательно отражает различия в амплитудах тектонического поднятия. Тем не менее отсутствие голоценовых террас на тех участках побережья, которые не испытывали поднятия в течение "сухого" плейстоцена и тот факт, что в восточной Кубе, где поднятие "сухого" плейстоцена было максимальным, высота голоценовых террас в два-три раза больше, чем в западной Кубе, заставляют считать, что различия в их высоте определялись главным образом все-таки различиями тектонического режима, а не какими-либо другими факторами.

В предыдущем разделе отмечалось, что амплитуды тектонического поднятия конца плейстоцена и голоцена в зонах максимальной тектонической активности достигали первых десятков метров. Можно, по-видимому, считать, что примерно половина или треть часть этих амплитуд приходилась на голоцен.

Как уже говорилось, большинство рек Кубы, в том числе и рек равнинных районов, находится в стадии глубинного врезания. Эти реки имеют, как правило, каньонообразную долину, днище которой лишено хорошо разработанной поймы, в их руслах повсеместно обнажаются коренные породы. Тот факт, что большинство рек Кубы не успело достичь состояния динамического равновесия, можно считать дополнительным доказательством достаточно высокой тектонической активности голоцена, движения которого

в большинстве случаев являются прямым продолжением общего дифференцированного поднятия, резко активизировавшегося в начале "сухого" плейстоцена.

Для климатических условий голоцена Кубы, как и всей нашей планеты, несомненно, были характерны колебания температур и главным образом количества атмосферных осадков. Однако для того, чтобы судить об этих колебаниях, нужны гораздо более детальные исследования, чем те, которые нам удалось провести. Данные наших исследований позволяют говорить только о том, что голоцен на Кубе, по-видимому, был самым сухим временем всего позднего кайнозоя.

* * *

Подводя краткий итог приведенному в этой главе анализу позднекайнозойской истории геологического развития Кубы, можно сформулировать следующие выводы.

1. Началом позднего кайнозоя на Кубе следует считать поздний миоцен, когда в результате тектонического поднятия, сформировавшего мегантиклинорий Больших Антилл, возникла суша, соединявшая Кубу с Юкатаном и периодически с другими Большими Антильскими островами. В плиоцене мегантиклинорий Больших Антилл распался на несколько меньших мегантиклинорий главным образом в результате тектонического погружения окаймлявших его океанических впадин. Смещения по разломам на границах Кубинского мегантиклинория, преимущественно вертикальные, создали основные черты крутого островного склона, отделяющегося от плоской поверхности шельфа Кубы четким перегибом. Не исключено, что в разделении единого мегантиклинория Больших Антилл и формировании островного склона Кубы известную роль играли и горизонтальные перемещения по разломам, преимущественно сдвиги.

"Влажный" плейстоцен был временем сравнительно небольшой тектонической активности. На общем фоне относительной тектонической стабильности лишь отдельные блоки испытывали тектоническое поднятие умеренных амплитуд. "Сухой" плейстоцен начался резкой активизацией вертикальных тектонических движений, сопровождавшейся определенной перестройкой тектонического плана, — некоторые блоки, бывшие ранее тектонически стабильными, были вовлечены в поднятие, причем амплитуды поднятия одного из таких блоков (Моа — Баракоа) были максимальными. Дифференцированное поднятие "сухого" плейстоцена продолжалось и в голоцене.

Тектонические погружения не были характерны для позднего кайнозоя Кубы. Более или менее уверенно можно говорить только о незначительном опускании южного побережья провинций Пинар-дель-Рио и Гавана в конце плейстоцена и в голоцене.

2. Характерной чертой позднего кайнозоя было чередование периодов роста и сокращения ледников в высоких широтах, особенно четко проявлявшееся в течение плейстоцена. Непосредственным результатом чередования ледниковых и межледниковых условий были гляциоэвстатические колебания уровня Мирового океана. В пределах Кубы и ее шельфа гляциоэвстатические трансгрессии, проявлявшиеся на фоне вертикальных тектонических движений, преимущественно поднятий различной интенсивности, были особенно обширными в течение "влажного" плейстоцена. По крайней мере некоторые из них разделяли Кубу на несколько островов. Максимальной была трансгрессия Вильяроха, завершавшая "влажный" плейстоцен. Начавшееся в "сухом" плейстоцене энергичное поднятие Кубинского мегантиклинория было причиной того, что гляциоэвстатические трансгрессии этого времени не достигали таких значительных размеров, как во "влажном" плейстоцене. В течение "сухого" плейстоцена Куба ни разу не была разделена на отдельные острова.

Шельф Кубы очень мелководен, и благодаря этому каждая гляциоэвстатическая регрессия, по-видимому, осушала его полностью. На месте Кубинского архипелага возникал единый крупный остров. Подводные террасы, образующие несколько уровней в верхней части крутого островного склона Кубы [Ионин и др., 1975, 1977], по всей вероятности были сформированы во время регрессий плейстоцена. Однако в настоящее время известна только самая общая морфометрическая характеристика этих террасовых уровней, и это не позволяет говорить ни о их возрастной последовательности, ни о корреляции этих уровней с определенными регрессиями.

3. Климат Кубы изменялся в течение позднего кайнозоя весьма существенно. Общее для всей планеты похолодание позднего кайнозоя, особенно усиливавшееся в плейстоцене, несомненно, проявлялось и на Кубе, однако в тропической зоне понижение температур было, очевидно, не настолько значительным, чтобы оказывать заметное влияние на ход природных процессов. Более важным было уменьшение количества атмосферных осадков, иссушение климата, резко изменившее в середине плейстоцена весь ход процессов выветривания. Можно предполагать, что в позднем миоцене и в плиоцене коли-

чество атмосферных осадков уменьшалось очень постепенно и в первой половине плейстоцена было больше современного на 600–700 мм/год. В середине плейстоцена количество атмосферных осадков уменьшилось на 500–600 мм/год, причем это изменение было не постепенным, а очень резким, скачкообразным. Именно это резкое изменение природных условий мы рассматриваем как границу между двумя основными климато-стратиграфическими подразделениями плейстоцена Кубы – “влажным” и “сухим” плейстоценом. Иссушение климата, по всей вероятности, продолжалось и в “сухом” плейстоцене, но оно снова было весьма постепенным.

Тот факт, что в хорошо изученных внеледниковых районах мира установлено, что климат плейстоцена характеризовался чередованием пльовиальных и аридных циклов, заставляет предполагать, что такое же ритмичное чередование, связанное с ритмичностью ледниковых и межледниковых условий высоких широт, было свойственно и плейстоцену Кубы. Однако нам не удалось обнаружить достоверных признаков такой ритмичности, наложенной на общее уменьшение влажности климата, упомянутое выше. Скорее всего, это было связано с недостаточной детальностью наших исследований.

4. Позднекайнозойское осадконакопление в пределах современной суши Кубинского архипелага было связано главным образом с гляциоэвстатическими трансгрессиями. Морские осадки позднего кайнозоя обладают, как правило, незначительной мощностью. Это особенно характерно для терригенных осадков плейстоцена. Общей характерной чертой морского осадконакопления в позднем кайнозое было преобладание терригенных фаций над карбонатными. Среди осадков двух последних трансгрессий “влажного” плейстоцена карбонатных фаций вообще не было встречено.

Роль субазрального позднекайнозойского осадконакопления на Кубе была весьма невелика. Такие субазральные осадки, как аллювий, коллювиально-пролювиальные отложения, золианиты прибрежных дюн и т.п., занимают подчиненное положение в разрезах позднего кайнозоя Кубы.

Во время регрессий, когда вся территория Кубы находилась в субазральных условиях, морские осадки подвергались выветриванию. В климатических условиях “влажного” плейстоцена интенсивное химическое выветривание терригенных осадков вело к разрушению смектитов и их трансформации в каолинит-смектиты и каолинит. Профильное перераспределение вещества, главным образом рентгеноаморфных соединений железа, возникающих в ходе разрушения смектитов, приводило к возникновению пестроцветных окрасок осадков и к формированию железистых конкреций и латеритных панцирей. Климатические условия “сухого” плейстоцена исключали возможность разрушения смектитов и формирования каолинитовых кор выветривания, а перераспределение вещества сводилось к перемещению частично растворенных карбонатов в иллювиальные горизонты почв. Эти бросающиеся в глаза различия в характере гипергенных изменений плейстоценовых осадков были использованы нами в качестве основы их климатостратиграфического расчленения.

5. Кубинский архипелаг представляет собой сочетание разновозрастных морфоструктур с различной историей развития. Так, древнейшие морфоструктуры Кубы – низко- и среднегорные сооружения Эскамбрия и Сьерра-Маэстры – были созданы в основном еще в допозднекайнозойское время. Характер их развития в позднем кайнозое определялся достаточно интенсивным, хотя, по-видимому, и прерывистым тектоническим поднятием, которое уравновешивалось столь же интенсивной экзогенной деструкцией, в результате чего низкогорный рельеф сохранялся в пределах этих морфоструктур на протяжении всего позднего кайнозоя. Морфоструктуры низких прибрежных равнин и примыкающего к ним плоского шельфа, окаймленного крутым островным склоном, были созданы в плиоцене и с тех пор в большинстве случаев сохраняли относительную тектоническую стабильность и стабильность рельефа. Аккумуляция осадков в их пределах, прерывавшаяся во время гляциоэвстатических регрессий, повышала их поверхность, за немногими исключениями, лишь незначительно. Самые молодые морфоструктуры – возвышенности блоков Гавана – Матансас и Моа – Баракоа – были созданы интенсивным поднятием, начавшимся в “сухом” плейстоцене и продолжающимся, по-видимому, до настоящего времени.

Среди экзогенных процессов, формировавших морфоскульптурные особенности рельефа Кубы, самым результативным был процесс волновой абразии. Все реликты поверхностей выравнивания Кубы, встречающиеся на высотах до 800 м над уровнем моря, представляют собой реликты абразионных платформ, поднятых на различную высоту. Среди этих реликтов, несомненно, встречаются и допозднекайнозойские (вероятно, средне- или раннемиоценовые), что свидетельствует о значительной консервативности рельефа Кубы.

Флювиально-денудационные процессы играли важную роль только в моделировке рельефа наиболее поднятых участков территории Кубы, ни разу не затоплявавшихся морем в течение позднего кайнозоя. Реликты абразионных равнин также перерабатываются флювиально-денудационными процессами, причем тем интенсивнее, чем выше подняты эти реликты молодыми тектоническими движениями. Однако ни в одном случае эта переработка не уничтожает полностью равнинного рельефа или его ясно различимых реликтов.

Рельефообразующая деятельность золовых процессов проявлялась только эпизодически, оставив свои следы в виде позднеплейстоценовых дюн на ограниченном участке северного побережья провинции Гавана.

Рельефообразующая роль карстовых процессов сводилась в основном к тому, что они как бы подменяли собой флювиально-денудационные процессы в районах развития карстующихся пород и моделировали рельеф по-своему, еще больше увеличивая его консервативность. Примером такого влияния карстовых процессов на развитие рельефа могут служить равнины, практически лишенные поверхностного стока и избежавшие поэтому расчленения, и в особенности возвышенности Сьерра-де-лос-Органос, которые пронизаны таким количеством подземных карстовых полостей различных форм и размеров, что если бы материал, удаленный карстовыми процессами, был удален флювиально-денудационными процессами, на месте этих возвышенностей, поднимающихся почти на 600 м над уровнем моря, сохранились бы в лучшем случае невысокие холмы.

Следует отметить, что карстовый рельеф возвышенностей Сьерра-де-лос-Органос начал развиваться, несомненно, еще в допозднекайнозойское время и, по-видимому, сохранял свои характерные особенности на протяжении всего позднего кайнозоя. На палеогеографических схемах (см. рис. 17, 19, 20) мы относили этот рельеф не к горному, а к холмистому, поскольку высоты междуречий в этом районе, видимо, никогда не достигали даже 1000 м над уровнем моря. Но эти карстовые возвышенности (моготы) в течение всего позднего кайнозоя были самыми высокими и самыми крутосклонными из всех холмов Кубы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Мы уже не раз отмечали, что считаем результаты наших исследований только первыми шагами в изучении антропогена Кубы. Завершая эту работу, попытаемся наметить пути дальнейших исследований, перечислить те вопросы геологии антропогена Кубы, которые пока еще остаются нерешенными и которым, по нашему мнению, необходимо уделить внимание в ближайшее время.

1. Хотя возможности разработки биостратиграфической основы расчленения антропогена Кубы не кажутся нам многообещающими, у нас нет никаких сомнений в том, что биостратиграфические исследования антропогенных отложений должны быть продолжены. Все антропогенные морские осадки Кубы представлены шельфовыми фациями, и от самой перспективной для биостратиграфии группы ископаемых организмов — от планктонных фораминифер — вряд ли можно ждать хорошего материала для стратиграфических построений. То же, видимо, можно сказать и о нанопланктоне. Изучение бентосных фораминифер антропогена пока еще не оправдало возлагавшихся на него надежд, но для того, чтобы объективно оценить значение этой группы для биостратиграфии антропогена Кубы, нужно провести очень большую работу. Достаточно перспективной группой нам кажутся остракоды, но на Кубе изучение антропогенных остракод, так же как и диатомей, практически еще не начиналось. Наконец, нужно отметить, что, несмотря на мало обнадеживающие результаты первых исследований антропогенных моллюсков, мнение о том, что эта группа ископаемых организмов не имеет стратиграфического значения для антропогена, было бы преждевременным. Находки вымерших моллюсков в известняках, отнесенных нами к группе Хайманитас [Torre, 1972b], показывают, что результаты дальнейшего изучения плейстоценовых моллюсков Кубы могут оказаться чрезвычайно интересными и имеющими практическое значение для разработки биостратиграфической основы расчленения антропогена Кубы.

2. Весьма перспективным мы считаем применение к изучению антропогена Кубы таких получивших общее признание методов, как исследования палеомагнетизма горных пород и определения изотопного состава кислорода в раковинах моллюсков и фораминифер. Несмотря на известный скептицизм многих исследователей по отношению к термолюминесцентному методу определения возраста горных пород, нам кажется, что имело бы смысл опробовать этот метод на плейстоценовых осадках Кубы.

3. Спелеологическим исследованиям на Кубе традиционно уделяется большое внимание, и методика этих исследований достаточно хорошо разработана. Это позволяет надеяться, что организация специального изучения пещерных отложений не столкнется с большими трудностями. Разработка стратиграфической схемы этих отложений и ее корреляция со схемой стратиграфии антропогена Кубы, разработанной нами, позволит разобраться во многих, пока еще не очень ясных вопросах истории геологического развития Кубы в позднем кайнозое. Важное значение при этом будет иметь возможность использования ископаемых остатков позвоночных, которые довольно часто встречаются в пещерных отложениях, для стратиграфических построений.

4. Дальнейшее изучение геологического строения шельфа Кубы, несомненно, может дать немало сведений, существенно дополняющих и уточняющих те представления о геологии антропогена Кубы, которые сложились у нас к настоящему времени. Те работы по изучению геологии шельфа Кубы, которые в течение ряда лет проводились сотрудниками Института океанологии академии наук СССР и Кубы [Ионин и др., 1976, 1977], были посвящены преимущественно современным осадкам шельфа, и для того, чтобы получить полноценный материал по плейстоценовым образованиям шельфа, необходимы дополнительные исследования. Особенно интересна, по нашему мнению, проблема геологического строения внешнего края шельфа и верхней части крутого островного склона. Любые предположения о происхождении четкого перегиба рельефа на границе

шельфа и островного склона так и останутся предположениями до тех пор, пока нам не удастся установить возраст пород, слагающих дно моря по обе стороны от этой границы, особенности их залегания, характер контактов между ними. Морфометрические характеристики подводных террас [Ионин и др., 1977, с. 95–98] было бы очень желательно дополнить сведениями об их геологическом строении, так как без этого использовать характеристики подводных террас для палеогеографических построений не представляется возможным. В настоящее время, время бурного развития подводных геологических исследований во всем мире, актуальность работ такого рода не может вызывать сомнений.

5. Одним из наиболее дискуссионных вопросов геологии антропогена Кубы в настоящее время можно считать вопрос о происхождении красноцветных осадков формации Вильяроха. Как уже говорилось, мы считаем наше предположение о морском генезисе этих осадков наиболее правдоподобным из всех возможных в настоящее время, но не считаем его окончательно доказанным. Для того чтобы приблизиться к окончательному решению этой проблемы, имеющей, по нашему мнению, большое научное значение, прежде всего необходимо организовать детальные литолого-геоморфологические исследования на тех участках распространения формации Вильяроха, где ее взаимоотношения с другими геологическими формациями плейстоцена Кубы могут быть прослежены с наибольшей полнотой. В качестве таких "ключевых" участков можно предложить располагающиеся в провинции Гавана район пляжа Саладо с примыкающей к нему с юга равниной, где разновозрастные красноцветные осадки формаций Саладо и Вильяроха распространены в непосредственной близости друг от друга; район Эль-Мегано – Гуанабо, где формация Вильяроха перекрыта золианитами формации Санта-Фе; район Эскалерас-де-Харуко, где с осадками формации Вильяроха контактируют предположительно аллювиальные красноцветные отложения и где присутствуют красноцветные элювиально-карстовые образования ("terra rossa"). Было бы весьма желательно включить в комплекс этих детальных исследований небольшой объем горных работ.

6. В настоящее время работы по составлению Геологической карты Кубы масштаба 1 : 250 000 близятся к завершению. Для проведения корреляции формаций антропогена, выделенных разными коллективами съемщиков в разных провинциях Кубы, потребуется сравнительно небольшой объем специальных полевых работ. Мы полагаем, что организация таких работ была бы неплохим завершением современного этапа в изучении антропогена Кубы, так как их результатом была бы составленная в единой легенде карта антропогеновых (четвертичных) отложений Кубы в масштабе 1 : 500 000 или 1 : 1 000 000.

ЛИТЕРАТУРА

- Адамович А.Ф., Чехович В.Д.** К вопросу об условиях образования коры выветривания в геосинклинальных областях (на примере Восточной Кубы). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 9, с. 84—93.
- Бугельский Ю.Ю., Формаль-Кортин Ф.** Гидрохимические закономерности формирования и размещения латеритных кор выветривания Кубы. — Кора выветривания, 1973, вып. 12, с. 199—217.
- Васильев В.П.** Playaевые отложения о. Пинос, Куба. — В кн.: Островные шельфы тропической зоны океана. М.: Наука, 1975, с. 122—133.
- Гричук М.П.** Основные черты изменения растительного покрова Сибири в течение четвертичного периода. — В кн.: Палеогеография четвертичного периода СССР. М.: Изд-во МГУ, 1961, с. 189—206.
- Давитая Ф.Ф., Трусов И.И.** Климатические ресурсы Кубы и их использование в народном хозяйстве. Тбилиси: Мецниереба, 1966. 63 с.
- Зонн С.В.** Особенности почвообразования и главные типы почв Кубы. — В кн.: Генезис и география почв зарубежных стран по исследованиям советских географов. М.: Наука, 1968, с. 53—152.
- Ионин А.С., Медведев В.С., Павлидис Ю.А.** Подводные террасы шельфа Кубы. — В кн.: Островные шельфы тропической зоны океана. М.: Наука, 1975, с. 35—47.
- Ионин А.С., Медведев В.С., Павлидис Ю.А., Дунаев Н.Н., Авельо Суарес О.** Структурно-геологическое строение шельфа Кубы. — В кн.: Четвертичное осадконакопление и формирование рельефа Кубы. М.: Наука, 1976, с. 81—106.
- Ионин А.С., Павлидис Ю.А., Авельо Суарес О.** Геология шельфа Кубы. М.: Наука, 1977. 215 с.
- Каплин П.А.** Новейшая история побережий Мирового океана. М.: Изд-во МГУ, 1973. 265 с.
- Карташов И.П.** О принципах построения геолого-геоморфологических прогнозных карт россыпей. — Тр. ВНИИ-1. Геология, вып. 37. Магадан, 1958. 63 с.
- Карташов И.П.** Баланс рыхлого материала в денудационных (склоновых) процессах. — Геоморфология, 1975, № 2, с. 17—27.
- Карташов И.П., Майо Н.А.** Схема стратиграфического и генетического расчленения четвертичной системы Кубы. — В кн.: Четвертичное осадконакопление и формирование рельефа Кубы. М.: Наука, 1976, с. 5—33.
- Корин И.З., Финько В.И., Нуньес-Хименес А., Формель-Кортин Ф.** О псевдокарсте на серпентинитах Кубы. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Кубы. М.: Наука, 1967, с. 170—187.
- Корин И.З., Финько В.И., Коутин Д.П.** Геология и генезис никелевых месторождений в коре выветривания Кубы. — В кн.: Геология полезных ископаемых Кубы. М.: Наука, 1973, с. 66—117.
- Ламакин В.В.** Динамические фазы речных долин и аллювиальных отложений. — Землеведение, 1948, т. 2 (42), с. 154—187.
- Леонтьев О.К., Игнатов Е.И., дель Бусто Р.А.** Геоморфология о. Пинос. — Геоморфология, 1976, № 4, с. 86—91.
- Лисицына Н.А.** Вынос химических элементов при выветривании основных пород. М.: Наука, 1973. 228 с. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 231).
- Львов Ю.А.** Торфяные болота Кубы. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1967, № 3, с. 23—32.
- Михайлов Б.М.** Некоторые вопросы геохимии древней коры выветривания. — В кн.: Исследования и использование глин. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1958, с. 157—163.
- Национальный атлас Кубы. Гавана: ГУГК, 1970. 143 с.
- Никитина А.П., Витовская И.В., Никитин К.К.** Минералого-геохимические закономерности формирования профилей и полезных ископаемых коры выветривания. М.: Наука, 1971. 89 с.
- Нуньес Хименес А.** География Кубы. М.: Географгиз, 1960. 607 с.
- Павлидис Ю.А., Ионин А.С., Игнатов Е.И., Авельо Суарес О., Льюис Риера М.** Условия оолитообразования на мелководье тропического моря (о. Куба, зал. Батабано). — Океанология, 1972, № 5, с. 842—854.
- Павлидис Ю.А., Васильев В.П., Казакова В.П.** Особенности формирования минералогических комплексов пляжевых отложений в условиях влажного тропического климата (на примере Кубы). — В кн.: Литодинамика, литология и геоморфология шельфа. М.: Наука, 1976, с. 207—240.
- Пушаровский Ю.М., Книппер А.Л., Пушарова М.** Тектоническая карта Кубы. Масштаб 1 : 1 250 000. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Кубы. М.: Наука, 1967, с. 7—31.
- Разумова В.Н.** Древние коры выветривания и гидротермальный процесс. М.: Наука, 1977, 156 с. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 303).
- Соколовский С.П.** О засоленных почвах Кубы и их мелиорации. — Почвоведение, 1967, № 3, с. 59—71.
- Страхов Н.М.** Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960, т. 1. 212 с.
- Татевосян Г.С., Эрнандес А., Агафонов О.А., Фундора А.** Особенности геохимии и генезиса коричневых почв переменено-влажных тропиков (на примере Кубы). — Тр. ин-та почвовед. и агрохим., Ереван, 1977, вып. 12, кн. 2, с. 3—40.
- Физико-географический атлас мира. М.: Изд-во АН СССР; ГУГК, 1946. 298 с.
- Финько В.И., Корин И.З., Формель-Кортин Ф.** О возрасте древней коры выветривания и латеритов Кубы. — В кн.: Геология и полез-

- ные ископаемые Кубы. М.: Наука, 1967, с. 114—134.
- Финько В.И., Петров В.П., Коутин Д.П.** Обзор неметаллических полезных ископаемых Кубы. — В кн.: Геология полезных ископаемых Кубы. М.: Наука, 1973, с. 132—156.
- Хаин В.Е.** Проблемы тектоники Мексикано-Карибского региона. — Геодинамические исследования, 1975, вып. 1. Тектоника, сейсмичность и геодинамика юго-восточного обрамления Тихого океана, с. 20—64.
- Черняховский А.Г.** Выветривание гипербазитов в тропиках. — Докл. АН СССР, 1977, т. 237, № 1, с. 187—190.
- Шанцер Е.В.** Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М.: Наука, 1966. 239 с.
- Шанцер Е.В., Петров О.М., Франко Г.П.** О береговых морских террасах Кубы и связанных с ними отложениях. — В кн.: Четвертичное осадконакопление и формирование рельефа Кубы. М.: Наука, 1976, с. 34—80.
- Шейн В.С., Иванов С.С., Клещев К.А., Хаин В.Е., Марреро М., Сокорро Р.** Тектоника Кубы и ее шельфа. — Сов. геология, 1978, № 2, с. 104—119.
- Шиндewolf О.** Стратиграфия и стратотип. М.: Мир, 1975. 136 с.
- Acevedo González M.** Clasificación general y descripción del carso cubano. — Publ. especial Inst. Nacional Rec. Hidr., 1967, 4, p. 33—64.
- Acevedo González M., Arredondo O., González Gotera N.** La Cueva del Túnel. La Habana: Ed. Pueblo y Educación, 1975, 83 p.
- Aguayo C.G.** Moluscos Pleistocénicos de Guantánamo. — Mem. Soc. Cubana Hist. Nat., 1938, vol. 12, p. 101—104.
- Bennett H.H., Allison R.V.** The soils of Cuba. — Tropical Plant Research Found., Washington, 1928, vol. 24, p. 1—410.
- Bermúdez P.J.** Las formaciones geológicas de Cuba. La Habana: Ed. Inst. Cub. Rec. Min., 1961, 177 p.
- Bolli H.M., Premoli Silva I.** Oligocene to Recent planktonic foraminifera and stratigraphy of the Leg 15 sites in the Caribbean Sea. — Deep Sea Drilling Project, 1973, vol. 15, p. 475—498.
- Bonatti E., Gartner S., jun.** Caribbean climate during Pleistocene Ice Ages. — Nature, 1973, vol. 244, No. 5418, p. 563—565.
- Borro P., Morales J.L.** Estudio micropaleontológico (Foraminíferos) de la formación Canimar. — In: Dir. Gen. Geol. y Geofis., 1ª Jornada cient. tecn.: Resúmenes. La Habana, 1974, t. 1, p. 27—28.
- Bowler J.M.** Glacial age environments and aeolian episodes: Some comparisons from Australian African and Northern Hemisphere records. — In: X INQUA Congress: Abstracts. Birmingham, 1977, p. 50.
- Bretz J.H.** Bermuda: a partially drowned, late mature Pleistocene karst. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1960, vol. 71, p. 1729—1754.
- Bricker O.P., Mackenzie F.T.** Limestones and red soils of Bermuda: Discussion. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1970, vol. 81, p. 2523—2524.
- Brönnimann P., Rigassi D.** Contribution to the geology and paleontology of the area of the city of La Habana, Cuba, and its surroundings. — Eclogae geol. Helv., 1963, vol. 56, No. 1, p. 193—480.
- Corral J.I.** Terrazas pleistocénicas cubanas. — Rev. Soc. Cubana Ing., 1945, vol. 40, No. 1, p. 5—44.
- Curry J.R., Shepard F.P.** Some major problems of Holocene sea levels. — In: AMQUA, 2d Nat. Conf.: Abstracts. Miami, 1972, p. 16—18.
- Dreimanis A., Raukas A.** Did Middle Wisconsin, Middle Weichselian and their equivalents represent an interglacial or interstadial complex in the northern hemisphere? — Roy. Soc. New Zeal. Bull., 1975, No. 13 (Quaternary Studies), p. 109—120.
- Ducloz C.** Étude géomorphologique de la région de Matanzas, Cuba (avec un contribution à l'étude des dépôts quaternaires de la zone Habana — Matanzas). — Arch. sci. Soc. phys et nat., 1963, vol. 16, fasc. 2, p. 351—402.
- Erickson A.J., Helsley C.E., Simmons C.** Heat flow and continuous seismic profiles in the Cayman trough and Yucatan Basin. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1972, vol. 83, p. 1241—1260.
- Fairbridge R.W.** Quaternary sedimentation in the Mediterranean region controlled by tectonics, paleoclimates and sea level. — In: Mediterranean Sea. Stroudsburg, Pa, USA: Dowden, Hutchinson & Ross, Inc., 1972, p. 99—119.
- Formell Cortina F.** Geología de la Ensenada de la Broa y territorios adyacentes. — Acad. Cs. Cuba. Ser. Transf. Natur., 1969, No. 9, p. 1—39.
- Formell Cortina F., Buguel'skiy Y.Y.** Sobre la existencia en Cuba de lateritas ferroniquelíferas redepositadas sobre calizas. — Publ. especial Acad. Cs. Cuba, Inst. Geol. y Paleontol., 1974, 2 (Contribución a la geología de Cuba), p. 117—140.
- Franco G.L.** Discusión somera sobre las "rocas rojas" de Cuba Occidental. — Acad. Cs. Cuba. Ser. Espeleol. y Carsol., 1973a, No. 40, p. 3—7.
- Franco G.L.** Nota breve sobre un carso en troctolitas. — Acad. Cs. Cuba. Ser. Espeleol. y Carsol., 1973b, no. 40, p. 9—14.
- Franco G.L.** Las eolianitas des occidente de Cuba. — Acad. Cs. Cuba. Ser. Geol., 1975, No. 17, p. 1—12.
- Franco G.L., Nagy E., Radosz G.** Desarrollo de las facies coralinas desde el Oligomioceno hasta el Reciente en la región oriental de Cuba. — In: VIII Caribbean Geol. Conf.: Abstracts. Curacao, 1977, p. 54—55.
- Furrazola-Bermúdez G., Judoley C.M., Mijailóvs-kaya M.S., Miroliúbov Y.S., Novojatsky, I.P., Núñez Jiménez A., Solsona L.** Geología de Cuba. La Habana: Ed. Consejo Nac. Univ., 1964. 239 p.
- Gagua G., Zarembo S., Izquierdo A.** Sobre el nuevo mapa isoyético (3ra versión). — Voluntad Hidráulica, 1976, No. 37, p. 35—41.
- Grichuk V.P., Hey R.W., Venzo S.** Report of the Subcommittee on the Plio-Pleistocene boundary. — In: Report of the 11th International Congress on Quaternary. Warsaw 1961. Lodz: Panstwowe Wyd-wo Nauk., 1965, vol. 1, p. 311—329.
- Hayes D.E., Frakes L.A.** General synthesis, Deep Sea Drilling Project Leg 28. — Deep Sea Drilling Project., 1975, vol. 28, p. 919—942.
- Hill R.T.** Notes on the Tertiary and later history of the Island of Cuba. — Amer. Journ. Sci., 1894, vol. 49, p. 196—212.
- Ionin A., Pavlidis Y., Avello O.** Sobre la estructura geológica y geomorfológica de la zona costera y sedimentos de la ensenada de la Broa. — Acad. Cs. Cuba. Ser. Transf. Natur., 1969, No. 8, p. 1—21.
- Iturralde-Vinent M.A.** Estudio geológico preliminar del municipio de Manguito, provincia de Matanzas, Cuba. — Publ. especial Inst. Nacional Rec. Hidr., 1967, 4, p. 11—12.
- Iturralde-Vinent M.A.** El Neógeno en la provincia de Matanzas, Cuba. Parte general. — Publ. especial Inst. Nacional Rec. Hidr., 1969, 7, p. 3—30.
- Iturralde-Vinent M.A.** Los movimientos tectónicos de la etapa de desarrollo platafórmico en Cuba. — Acad. Cs. Cuba, Ints. Geol. y Paleontol., Inf. cient. tecn., 1977, No. 20, p. 1—24.

- Iturralde-Vinent M.A., Morales Hernández J.L.* Nuevos datos sobre el Mioceno superior y Plioceno al norte de Matanzas. — Rev. Tecnológica, 1973, No. 5–6, p. 24–31.
- Jaume M.L., Pérez Farfante I.* Moluscos Pleistocénicos de la zona franca de Matanzas, Cuba. — Mem. Soc. Cubana Hist. Nat., 1942, vol. 16, p. 37–44.
- Kartashov I.P., Mayo N.A.* Algunas particularidades de las estructuras de los depósitos del Cuaternario continental de Cuba central y occidental. — Acad. Cs. Cuba. Ser. Geol., 1972a, No. 10, p. 1–9.
- Kartashov I.P., Mayo N.A.* Algunos resultados del estudio de los depósitos continentales del Cuaternario de Cuba oriental. — Acad. Cs. Cuba. Ser. Geol., 1972b, No. 9, p. 1–19.
- Kartashov I.P., Mayo N.A.* Principales rasgos del desarrollo geológico de Cuba Oriental en el Cenozoico tardío. — In: Memorias de la VI Conferencia geológica del Caribe. Caracas: Ed. C. Petzall, 1972c, p. 108–112.
- Kartashov I.P., Mayo N.A.* Sobre la posible influencia de la abrasión del mar en la formación del relieve de Cuba. — Actas Acad. Cs. Cuba, Inst. Geol., 1972d, vol. 2, p. 53–56.
- Kartashov I.P., Mayo N.A., Cherniajovski A., Peñalver L.* Descripción de algunas formaciones geológicas del Sistema Cuaternario de Cuba, reconocidas recientemente. — Acad. Cs. Cuba. Ser. Geol., 1976, No. 26, p. 1–12.
- King L.C.* Canons of landscape evolution. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1953, vol. 64, p. 721–752.
- Knipper A.L., Cabrera R.* Tectónica y geología histórica de la zona de articulación entre el mio- y eugeosinclinal y del cinturón hiperbasico de Cuba. — Publ. especial Acad. Cs. Cuba, Inst. Geol. y Paleontol., 1974, 2 (Contribución a la geología de Cuba), p. 15–77.
- Krasnov I.I., Nikiforova K.V.* Stratisigraphic scheme of the Quaternary (Anthropogene) based on the materials of the last pyogene. — Roy. Soc. New Zeal. Bull., 1975, No. 13 (Quaternary Studies), p. 195–202.
- Kúman V.E., Gavilan R.R.* Geología de Isla de Pinos. — Rev. Tecnológica, 1965, No. 4, p. 20–38.
- Kusnetzov V.I., Bássov V.A., Furrázola-Bermúdez G., García-Sánchez R., Sanchez-Arando J.R.* Resumen estratigráfico de los sedimentos Mesozoicos y Cenozoicos de Cuba. — La Minería en Cuba, 1977, No. 4, p. 44–68.
- Land L.S., Mackenzie F.T., Gould S.J.* Pleistocene history of Bermuda. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1967, vol. 78, p. 993–1006.
- Linchenat A., Shirókova I.N.* Individual characteristics of the nickeliferous iron (laterite) deposits of the northeastern part of Cuba (Pinares de Mayari, Nicaro and Moa). — In: Intern. Geol. Congr.: Report of the twenty-second session. India 1964. New Dehli, 1964, Part 14, p. 171–187.
- Massip S., Ysalgue S.E.* Introducción a la geografía de Cuba. La Habana, 1942. 250 p.
- Milliot G., Bonifas M.* Transformations isovolumétriques dans les phénomènes de lateritisation et bauxitisation. — Bull. Serv. Carte geol. Als. Lor., 1955, No. 8, p. 3–10.
- Mörner N.-A.* Eustasy and geoid changes. — J. geol., 1976, vol. 84, p. 148–151.
- Nemec F., Panos V., Stelcl O.* Contribution to geology of western Cuba. — Acta Univers. Palackianae Olomucensis, Facult. rerum natur., 1967, vol. 26, p. 83–123.
- Núñez Jiménez A., Korin I.Z., Finkó V.I., Formell Cortina F.* Notas preliminares acerca del carso en peridotita, Sierra de Moa, Oriente, Cuba. — Acad. Cs. Cuba, Rev. Geología, 1967, No. 1, p. 5–28.
- Núñez Jiménez A., Panos V., Stelcl O.* Carso de Cuba. — Acad. Cs. Cuba. Ser. Espeleol. y Carsol., 1968, No. 2, p. 1–52.
- Núñez Jiménez A., Stelcl O., Panos V., de Albejar J.F.* La llanura costera occidental de Pinar del Río. Acad. Cs. Cuba. Ser. Espeleol. y Carsol., 1970, No. 19, p. 1–113.
- Puscharovskiy Y.M., de Albejar J.F.* Mapa tectónico de la región del Caribe. — Publ. especial Acad. Cs. Cuba, Inst. Geol. y Paleontol., 1974, 2 (Contribución a la geología de Cuba), p. 9–13.
- Richards H.G.* Pleistocene mollusks from western Cuba. — J. paleontol., 1935, vol. 9, No. 3, p. 253–258.
- Ruhe R.V., Cady J.G., Gomez R.S.* Paleosols of Bermuda. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1961, vol. 72, p. 1121–1142.
- Sánchez Arango J.R.* Estudio bioestratigráfico del pozo Catalina No. 5 (Cuenca Central). — La Minería en Cuba, 1977, No. 4, p. 15–26.
- Sayles R.W.* Bermuda during the Ice Age. — Amer. Acad. Arts and Sci. Proc., 1931, No. 11, p. 381–467.
- Schubert C., Valastro S.* Quaternary geology of La Orchilla Island, central Venezuelan offshore, Caribbean Sea. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1976, vol. 87, p. 1131–1142.
- Selli R.* The Plio-Pleistocene boundary in Italian marine sections and its relationship to continental stratigraphies. — In: Progress in Oceanography. Oxford; New York: Pergamon Press, 1967, vol. 4, p. 67–86.
- Shackleton N.J., Opdyke N.D.* Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28–238: Oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10^5 and 10^6 scale. — Quater. Res., 1973, vol. 3, p. 39–55.
- Shackleton N.J., Opdyke N.D.* Oxygen-isotope and paleomagnetic stratigraphy of Pacific core V28–239 Late Pliocene to Latest Pleistocene. — Mem. Geol. Soc. Amer., 1976, No. 145, p. 449–464.
- Spencer A.C.* Occurrence, origin, and character of the superficial iron ores of Camagüey and Oriente provinces, Cuba. — Trans. Amer. Inst. Min. Eng., 1912, vol. 42, p. 103–109.
- Spencer J.W.* Geographical evolution of Cuba. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1895, vol. 7, p. 67–94.
- Torre A. de la.* El Terciario superior y el Cuaternario de los alrededores de Matanzas. La Habana: Ed. Acad. Cs. Cuba, Depto Geol., 1966. 51 p.
- Torre A. de la.* Columna geológica provisional del Cenozoico del Occidente de Cuba, con notas explicativas. — Acad. Cs. Cuba: Ser. Geol., 1968, No. 1, p. 1–12.
- Torre A. de la.* Comentarios sobre un trabajo del Dr. Pedro J. Bermúdez con aporte de nuevos datos sobre el Neógeno y el Cuaternario de Matanzas. — Univ. Habana. Ser. 4, Ciencias Biol., 1971, No. 21, p. 1–38.
- Torre A. de la.* Esquema estratigráfico del Neógeno y del Cuaternario de Cuba. — Actas Acad. Cs. Cuba, Inst. Geol., 1972a, vol. 2, p. 79–85.
- Torre A. de la.* La edad de las rocas del Sur de Isla de Pinos. Actas Acad. Cs. Cuba, Inst. Geol., 1972b, vol. 2, p. 50–52.
- Trusov I.I.* Las precipitaciones en la Isla de Cuba. La Habana: Ed. Inst. Nacional Rec. Hidr., 1967. 64 p.
- Walker T.R.* Formation of red beds in modern and ancient deserts. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1967, vol. 78, p. 353–368.
- Wells P.V.* Quaternary vegetational history of arid America. — In: X INQUA Congress: Abstracts. Birmingham. 1977. p. 499.

МЕТОДЫ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ, ДИАГНОСТИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ И КОНСТАНТЫ МИНЕРАЛОВ

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

При лабораторной обработке образцов, отобранных в ходе проводившихся нами полевых исследований антропогена Кубы, особое внимание уделялось диагностике тонкодисперсных и слоистых (глинистых) алюмосиликатных минералов и минеральных образований методом рентгенодифрактометрического анализа. Подавляющее количество определений было выполнено на рентгенодифрактометре УРС-И-М. Использовано $\text{CuK}\alpha_{1,2}$ -излучение, фильтрованное никелем. Скорость вращения счетчика квантов типа МСТР-4 составляла $2^\circ 2\theta$ в мин. В типичных условиях работы аппаратуры и фиксированном положении гониометра получены рентгенодифрактограммы для всех образцов фракций $< 0,001$ мм в виде ориентированных препаратов в трех состояниях: воздушно-сухом, с этиленгликолем и прокаленных при 550°C . В необходимых случаях снимались образцы после прокаливания до 300°C . Для многих образцов получены, кроме того, рентгенодифрактограммы в пределах $2\theta = 57-63^\circ$ от порошковых препаратов, для измерения значений d_{060} преобладающих фаз. Для определения индекса структурной упорядоченности каолинитов, по Хинкли [Hinckley, 1965], для ряда образцов проводилась съемка рентгенограмм от порошков в пределах $2\theta = 18-26^\circ$. Полимерные модификации слюд там, где это было возможно, определялись по порошкограммам в пределах $2\theta = 16-35^\circ$.

Большая часть определений от порошковых препаратов, а также определения минералов, требующие разрешения близких по значению d/n рефлексов, таких, например, как гиббсит, байерит, норд-страндит, проводились на аппарате ДРОН-2,0.

В целях обеспечения необходимой точности измерений d/n при определении минералов группы карбонатов, в особенности при идентификации магнезиальных кальцитов и протодоломитов, различных по содержанию магнезиальной составляющей, проводилась регулярная проверка юстировки прибора по тонкорастертым порошкам исландского шпата и кварца. Практически всегда была возможность, кроме того, проверить точность измерений по внутреннему стандарту, каковым в большинстве случаев был кварц.

Выбор методов, приемов и режимов работы аппаратуры определялся двумя главными обстоятельствами. Во-первых, стремлением получить сопоставимые между собой данные для глинистых минералов во фракциях $< 0,001$ мм в исходном состоянии, т.е. с рентгеноаморфной составляющей фракций. Во-вторых, желанием обеспечить достаточно детальною характеристику фазового состава тонкодисперсного материала и структурных особенностей основных минералов. Полученные таким образом материалы составили основной объем информации о фазовом составе фракций $< 0,001$ мм четвертичных отложений и кор выветривания. Поскольку режимы работы аппаратуры не изменялись, это дает возможность прямого сопоставления дифракционных картин не только по значениям d/n , но и по интенсивностям.

В тех случаях, когда идентификация фаз по упомянутому выше комплексу данных была затруднительна вследствие слишком высокого содержания рентгеноаморфных соединений или если было необходимо получить более детальную характеристику какого-либо конкретного минерала, проводилась рентгеносъемка от препаратов, преимущественно обработанных с помощью методов Мэра-Джексона [Mehra, Jackson, 1960] или Хасимото-Джексона [Hashimoto, Jackson, 1960]. Методом Мэра-Джексона с помощью дитионит-лимоннокислой системы с буферным раствором бикарбоната натрия из препаратов удаляются "свежие" рентгеноаморфные гидроокислы железа и, по-видимому, алюминия. В методе Хасимото-Джексона используется быстрое кипячение в растворе NaOH . С его помощью из фракций удаляются "застарелые" рентгеноаморфные соединения алюминия и кремния.

Для отожествления ряда глинистых и тонкодисперсных минералов, в частности хлоритов, бейделлита и других, применялись обработки фракций в горячей 10%-ной HCl , а также насыщение литием, калием, натрием и кальцием.

ДИАГНОСТИКА МИНЕРАЛОВ

Диагностика минералов основывалась на их оптических свойствах и данных физических методов: рентгенодифрактометрического, термического и ИК-спектроскопического, согласно признакам и константам, имеющимся в специальной и справочной литературе [Винчелл, 1933; Горбунов и др., 1952; Винчелл, Винчелл, 1953; Методы изучения..., 1957; Штрунц, 1962; Браун, 1965; Костов, 1971; Градусов, 1976; Дриц, Сахаров, 1976]. В работе рассматриваются минералы следующих классов: силикаты, окислы простые и сложные, гидроокислы, карбонаты, сульфаты и фосфаты.

Силикаты

Рассматриваются минералы, относящиеся практически ко всем отделам обширного класса силикатов: слоистые, каркасные, слоисто-цепочечные и цепочечные и островные.

Слоистые силикаты — одна из наиболее широко распространенных групп минералов в четвертичных отложениях Кубы. Определение этих минералов требовало комплексного применения методов: петрографического, рентгеноструктурного, термического, ИК-спектроскопического и химического. ИК-спектроскопический метод обязательно применялся для идентификации минералов каолиновой группы в том случае, если они присутствовали в небольших количествах в полиминеральных фракциях или во фракциях, богатых рентгеноаморфными компонентами.

Группа каолинита, метагаллузита, аллофана

Каолинит — бесцветные чешуйчатые агрегаты с $Nm = 1,559-1,569$; $Ng-Np = 0,006$. Характеризуется симметричными дифракционными пиками с d/n первого базального рефлекса в пределах $7,16-7,18 \text{ \AA}$, второго — $3,58-3,56 \text{ \AA}$ и отсутствием общих рефлексов. Рефлексы минерала исчезают после прокаливания до 550°C . На термограммах имеется острый эндотермический пик при $580-600^\circ$ и экзотермический — при $980-1000^\circ\text{C}$, а на ИК-спектрограммах дублет в области валентных колебаний (OH)-группы при 3630 и 3700 см^{-1} . Профиль пиков на дифрактограммах большинства исследуемых каолинитов низкий, тупой и широкий, а индекс структурной упорядоченности, по Хинкли, составляет чаще всего $< 0,2$, реже $0,2-0,4$, что характеризует каолиниты как крайне неупорядоченные или плохо упорядоченные.

Метагаллузит — изотропен или лишь слабо действует на поляризованный свет с $N = 1,549-1,561$. Рентгенометрически диагностируется по широким асимметричным базальным отражениям при $7,18-7,35 \text{ \AA}$ и $3,55-3,52 \text{ \AA}$ при обязательном наличии на рентгенограммах от ориентированных препаратов общего рефлекса с $4,4 \text{ \AA}$, высота которого составляет не менее $1/4-1/3$ высоты каждого из базальных рефлексов. При насыщении этиленгликолем и нагревании до $100-200^\circ\text{C}$ d_{001} чаще всего остается постоянным, но иногда увеличивается (при насыщении этиленгликолем) и сокращается (после прокаливания до $100-200^\circ\text{C}$). На термограммах имеется эндозэффект $140-150^\circ$, асимметричный эндозэффект при $550-570^\circ$ и экзозэффект при $900-920^\circ\text{C}$.

Аллофан — бесцветное или окрашенное гидроокислами железа изотропное вещество с $N = 1,47-1,51$. Рентгеноаморфен. На термограммах обычно два эффекта: эндотермический при 150° и экзотермический при $900-920^\circ\text{C}$.

Группа серпентина

Антигорит — пластины бесцветные или зеленоватые с $Nm = 1,57$; $Ng-Np = 0,011$. На термограммах минерала есть два эндотермических эффекта при $140-150$ и $720-730^\circ$ и острый экзотермический эффект при $840-860^\circ\text{C}$.

Хризотил — бесцветные или зеленоватые волокнистые пластины с $Nm = 1,54$; $Ng-Np = 0,013$. На термограммах три эндотермических эффекта при $140-150$, $660-670$ и 820° и острый экзозэффект при $840-860^\circ\text{C}$.

Серпентин — коллоидальные разности серпентиновых минералов.

Все перечисленные минералы рентгенографически определяются по острым отражениям, значения d/n которых образуют целочисленную серию от $7,36 \text{ \AA}$ ($d_{002} = 3,65-3,68 \text{ \AA}$), и наличии на рентгенограммах от ориентированных препаратов общего рефлекса с максимумом при $4,5 \text{ \AA}$.

Алюмосерпентин (?) — хрупкое фарфоровидное колломорфное и чешуйчатое вещество белого и голубого цвета, слабо действующее на поляризованный свет или изотропное с $N = 1,498-1,543$, наиболее часто — $N = 1,530$. Состав (в %): $\text{SiO}_2 = 30,86-34,36$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 26,17-23,79$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 1,39-1,93$; FeO — нет или $1,93$; $\text{MgO} = 18,57-19,74$; $\text{H}_2\text{O}^+ = 14,54-12,98$; $\text{H}_2\text{O}^- = 6,46-3,86$. Минерал характеризуется целочисленной серией отражений, значения d/n которых кратны $7,07-7,11 \text{ \AA}$ ($d_{002} = 3,53-3,55 \text{ \AA}$; $d_{003} = 2,37 \text{ \AA}$) и $d_{060} = 1,524 \text{ \AA}$. На рентгенограммах от ориентированных препаратов есть четкие общие рефлексы с $d/n = 4,4 \text{ \AA}$. Термограммы минерала близки хризотилу: на них есть три эндотермических эффекта при $120-130$, $660-670$ и 820°C и экзотермический эффект при $850-860^\circ\text{C}$. Все перечисленные эффекты, однако, значительно менее четко выражены, чем у хризотила. ИК-спектры этого минерала характеризуются серией широких и нечетко выраженных полос в области деформационных колебаний атомных групп структуры $450-700 \text{ см}^{-1}$ и двумя широкими полосами с максимумом при 1020 и 3450 см^{-1} .

Группа слюд

Мусковит — бесцветные или чуть зеленоватые листочки с совершенной спайностью по 001. $Nm = 1,582-1,619$; $Ng-Np = 0,036-0,054$. Рентгеноструктурным методом определяется по целочисленной серии рефлексов от значения $d_{001} = 10-10,2 \text{ \AA}$. Интенсивность отражения второго порядка минерала составляет не менее $1/3-1/4$ интенсивности первого базального рефлекса. Значение d_{060} на порошковой диаграмме равно $1,43-1,49 \text{ \AA}$. На рентгенограммах от порошковых препаратов наблюдаются некоторые из основных рефлексов, характерные для слюд полиморфной модификации $1M$ и признаки модификаций $2M_1$ ($3,5$; $3,2$; $2,98 \text{ \AA}$), реже $1M$ ($3,65$; $3,10$; $2,85 \text{ \AA}$).

Парагонит — натриевая слюда, по оптическим свойствам сходная с мусковитом. Рентгенографически определяется по отражениям с $d/n = 9,65-9,8$; $4,82$; $3,22 \text{ \AA}$.

Биотит — густоокрашенные в бурые и зеленовато-бурые тона, резко плеохроирующие пластины с $Nm = 1,609-1,696$; $Ng-Np = 0,039-0,081$. На рентгенограммах от ориентированных препаратов биотиту принадлежат рефлексы с $d/n = 10,0-10,2 \text{ \AA}$ и $3,33-3,34 \text{ \AA}$. Рефлекс от (002) не фиксируется или очень слабый. На рентгенодифрактограммах от порошковых препаратов $d_{060} = 1,54 \text{ \AA}$.

Группа смектита

Общими признаками минералов группы смектита, отличающими их от смешанослойных образований с высоким содержанием соответствующего пакета, являются наличие рефлекса с $d/n = 12,5$ или $15-16 \text{ \AA}$ с более или менее сильно выраженной асимметрией этих рефлексов в результате более плавного спада интенсивности со стороны отражений меньших углов на рентгенограммах в воздухе.

но-сухом состоянии, наличие максимумов при 17–18 Å (до 19–20 Å у дисперсных смектитов) и 8,4–8,8 Å на рентгенограммах от этиленгликолевых комплексов и, наконец, сокращение структуры минерала до 10 Å после прокаливания до 550°C. Термографически все смектиты характеризуются сильным эндотермическим эффектом при 120–150°C.

Диоктаэдрические алюмо-магниево-сметиты (бейделлит, монтмориллонит) — бесцветные, чуть зеленоватые или желтоватые тонкопластинчатые, спутанно-волоконистые или коллоидные агрегаты с $Nm = 1,50–1,55$; $Ng-Np = 0,025–0,035$. Значения d_{060} на порошкограммах = 1,49–1,50 Å. Для бейделлита характерен сильный эндотермический эффект при 540–560° и слабый экзотермический — при 900°C. У монтмориллонита эндотермический эффект при 650–700° выражен слабо, а при 850–900°C — более отчетливо.

Диоктаэдрические железистые смектиты (нонtronит) — зеленые, желто-зеленые или коричневые пластинчатые, чешуйчатые или коллоидные агрегаты с $Nm = 1,54–1,65$; $Ng-Np = 0,03–0,04$. У метаколлоидных разностей $Ng-Np = 0,003–0,004$. Значение d_{060} на рентгенодифрактограммах от порошковых препаратов равно 1,502–1,505 Å. На термограммах обычно проявляются широкие слабые эндотермические эффекты при 430–500° и слабые экзотермические — при 900–1000°C.

Триоктаэдрические высокомагниево-сметиты — по оптическим свойствам и формам выделения близки монтмориллониту, но отличаются зеленым цветом. Значение d_{060} от порошковых препаратов равно 1,53–1,54 Å. На термограммах отсутствуют или слабо выражены среднетемпературные эндотермические эффекты, но есть мощный экзотермический эффект при 800–950°C.

Группа хлоритов

Хлориты встречаются в виде чешуйчатых выделений в сферолитах или пластинчатых агрегатах зеленого, желто-зеленого или сине-зеленого цвета, с $Nm = 1,57–1,66$; $Ng-Np = 0,001–0,025$. Некоторые из них (пеннины) обладают аномальными фиолетовыми интерференционными окрасками. В большинстве случаев плеохроичны.

Встречены триоктаэдрические хлориты с $d_{060} = 1,53–1,54$ Å. Рентгенометрически они определялись по острым симметричным рефлексам с d/n от воздушно-сухих и насыщенных этиленгликолем ориентированных препаратов: 14,0–14,2; 7,07–7,10; 4,75 и 3,54–3,52 Å. Значение d_{001} иногда несколько уменьшается (до 13,8–13,5 Å) от прокаливания при 550°C. Рефлексы минерала часто, но не всегда исчезают при обработке препаратов горячей 10%-ной HCl.

Группа пиррофилита и талька

Пиррофиллит — листовато-чешуйчатые бесцветные агрегаты с $Nm = 1,588$; $Ng-Np = 0,048$. Рентгенографически определяется по целочисленной серии базальных рефлексов от 9,2 Å, $d_{060} = 1,49$. На термограммах есть широкий эндотермический эффект при 750–800°C.

Тальк — листовато-чешуйчатые бесцветные агрегаты с $Nm = 1,589$; $Ng-Np = 0,045–0,050$. На рентгенограммах серия рефлексов с $d/n = 9,36$; 4,68; 3,12 Å; $d_{060} = 1,53–1,54$, а термограммы характеризуются эндотермическим эффектом при 900–960°C.

Слоистые силикаты со смешанослойной структурой

В основу идентификации смешанослойных образований положены результаты специальных структурных исследований В.А. Дрица, Б.А. Сахарова [1976] и Б.П. Градусова [1976]. Описываются смешанослойные минералы с чередованием двух- и трехэтажных слоев (каолинит-смектиты), трехэтажных слоев с различными межслойными промежутками (слюда-смектиты и слюда-вермикулиты), трехэтажных слоев и одноэтажных хлоритовых прослоек (хлорит-смектиты и слюда-хлориты). Определение перечисленных смешанослойных образований проводилось главным образом по рентгеноструктурным показателям, разработанным Б.П. Градусовым [Градусов, 1976].

Каолинит-смектиты. Оптические свойства каолинит-смектитов близки каолиниту: $Nm = 1,56–1,68$; $Ng-Np = 0,007–0,011$, но они отличаются зеленоватым оттенком, что иногда позволяет идентифицировать минерал при петрографических исследованиях. Определение образования проводилось рентгеноструктурным методом по рефлексам с $d = 7,2–7,6$ и 3,56–3,50 Å от препаратов в воздушно-сухом состоянии. В этиленгликолевых и глицериновых комплексах d первого основного рефлекса уменьшается. Наблюдается увеличение d этого рефлекса после прокаливания до 350°C. В этиленгликоле и глицерине d второго основного рефлекса смешанослойного образования соответственно увеличивается. После прокаливания до 550°C оба рефлекса исчезают. При высоком содержании в полиминеральной фракции каолинит-смектита на дифрактограммах можно видеть широкий слабый рефлекс с $d = 11–12$ Å. В отличие от метагаллузита на рентгенограммах от ориентированных препаратов общие рефлексы не фиксируются или они имеют высоту, меньшую 1/4 высоты базальных рефлексов.

Термографическая характеристика каолинит-смектитов близка минералам каолиновой группы. На термограммах видны две эндотермические остановки при 120–150 и 580–560° и экзотермический эффект при 950–970°C. У некоторых образцов экзотермический эффект по сравнению с каолинитом смещается в сторону более низких температур (до 880–930°C).

Диоктаэдрические гидрослюда — чешуйчатые агрегаты с $Ng = 1,6–1,56$; $Np' = 1,57–1,53$; $Ng'-Np' = 0,035–0,030$. На дифрактограммах значение d основного базального рефлекса равно 10,2–10,5 Å, на рентгенограммах от этиленгликолевых и глицериновых препаратов оно смещается в область больших углов и равно, как правило, 9,8–9,9 Å. На термограммах не очень сильные эндотермические остановки при 140–180, 450–600 и 850–980°C. Высокотемпературные экзотермические эффекты не выражены или выражены слабо.

Слюда-смектиты (со слюдяным пакетом мусковит-серицитового типа). В зависимости от соотношения пакетов d основного базального рефлекса больше 10 Å, но меньше 15,5 Å у воздушно-сухих препаратов; больше 10 Å и меньше 18 Å в глицериновых комплексах и больше 9,5 Å, но меньше 10 Å после прокаливания до 550°C. Образование не растворяется в 10%-ной горячей HCl, d_{060} его равно 1,49–1,50 Å.

Слюда-вермикулиты или гидробититы (со слюдыстым пакетом биотит-флогопитового типа). Гидробититы по оптическим свойствам и характеру термограмм близки вермикулитам [Гинзбург, Руквишников, 1951]. На дифрактограммах они определяются по d основного базального рефлекса, значение которого от воздушно-сухих препаратов больше 10,2 Å, но меньше 14,4 Å, в глицериновом комплексе оно не изменяется, а после прокаливании до 550°C сокращается до 9,5–10 Å; d_{060} образования = 1,53–1,54 Å. В малоугловой области на дифрактограммах гидробититов, образованных в процессе трансформации биотита, обычно проявляются рефлексы с $d > 23$, но < 30 Å, что характеризует их как частично упорядоченные или упорядоченные.

Увеличение количества вермикулитовых пакетов в гидробитите приводит к уменьшению d первого базального рефлекса до значения 23–25 Å, а третьего рефлекса – до значения $< 8,4$, но $> 8,28$ Å.

Хлорит-сметиты – лучистые, чешуйчатые или сетчато-волоконистые агрегаты светло-зеленого или зеленого цвета, часто плеохроирующие с $Nm = 1,56–1,60$; $Ng-Np = 0,005–0,035$. Значение d основного базального рефлекса на дифрактограммах от воздушно-сухих препаратов больше 14,2 Å, но меньше 15,5 Å. В глицериновых комплексах значение этого рефлекса увеличивается, но не больше, чем до 18 Å, а при прокаливании до 550° снижается до величины 10,2–14,0 Å; d_{060} образования = 1,53–1,54 Å.

При высоком содержании хлоритовых пакетов d основного базального рефлекса близко 14 Å в воздушно-сухом состоянии, его значение практически не меняется при насыщении глицерином и сокращается до 12–13 Å после прокаливании до 550°C. Уменьшение числа хлоритовых пакетов в смешанослойном образовании и увеличение сметитовых пакетов приводит к постепенному спаду интенсивности рефлексов 14 и 7 Å на рентгенограммах от воздушно-сухих образцов, увеличению значения второго рефлекса от 7,1 до 7,4 Å, сокращению интенсивности базальных рефлексов с $d = 4,7–4,8$ Å и, наконец, к уменьшению d четвертого рефлекса до значения $< 3,54$ Å. С этиленгликолем хлорит-сметиты с большим содержанием сметитовых пакетов дают рентгенодифрактограммы с первым базальным рефлексом $> 16,0$ Å. В полиминеральных фракциях, содержащих хлорит-сметиты, с разным содержанием хлоритовых и сметитовых пакетов, неоднородность смешанослойного образования выявляется на рентгенограммах от насыщенных этиленгликолем препаратов по обособлению 14–16 Å и 16–18 Å рефлексов.

Термограммы хлорит-сметитов характеризуются тремя эндотермическими остановками: при 120–140, 530–570 и 830°C. Высокотемпературная эндотермическая остановка переходит в экзотермический эффект при 880–890°C.

Слюда-хлориты – бесцветные или чуть зеленоватые лучистые или пластинчатые агрегаты, оптические свойства которых близки диоктаэдрической гидрослуде. Значение d основного базального рефлекса образования на дифрактограммах от воздушно-сухого и насыщенного этиленгликолем или глицерином препарата колеблется в пределах 11–12 Å и не снижается ниже 11 Å после прокаливании до 550°.

Каркасные силикаты

Каркасные силикаты определялись главным образом петрографическим методом и в иммерсии. Для идентификации этих минералов в полиминеральных тонкодисперсных фракциях и для качественной характеристики результатов элювиального процесса применялся рентгеноструктурный анализ.

Плагиоклазы – бесцветные призматические или неправильные по форме выделения. Почти всегда в них можно наблюдать полисинтетические двойники. Оптические свойства плагиоклазов закономерно и постепенно меняются с химическим составом:

Минерал	Nm	$Ng-Np$
Альбит	1,534	0,010
Олигоклаз	1,541	0,007
Лабрадор	1,558	0,008

По значениям d/n (в Å/интенсивность) на дифрактограммах определялись: альбит (6,39/6; 4,02/8; 3,77/7; 3,66/8; 3,18/10) и лабрадор (4,04/8; 3,75/8; 3,63/7; 3,22/8).

Калиевые полевые шпаты – бесцветные, буроватые или красновато-бурые, неправильные по форме зерна или таблитчатые выделения с преломлением, заметно меньшим канадского бальзама ($Nm = 1,525–1,531$; $Ng-Np = 0,006$). Двойники простые или отсутствуют, у микроклинов часто наблюдалась характерная микроклиновая решетка.

Рентгенографически определялись по рефлексам с $d/n = 4,21$ и $3,25$ Å (для микроклина) и $4,26$; $3,79$; $3,46$ Å (для ортоклаза).

Цеолиты – бесцветные игольчатые, лучистые, пластинчатые и неправильные по форме агрегаты с $Nm = 1,47–1,54$; $Ng-Np = 0–0,015$ (ближе не определялись).

Слоисто-цепочечные и цепочечные силикаты

Слоисто-цепочечные силикаты (сепиолит и палыгорскит) определялись комплексом методов: петрографическим, иммерсионным, рентгеноструктурным и термографическим, а цепочечные силикаты (пироксены и амфиболы) – главным образом петрографическим и иммерсионным методами.

Группа сепиолита, палыгорскита

Сепиолит – бесцветные волокнистые агрегаты с $Nm = 1,52$; $Ng-Np = 0,009–0,010$. Рентгенографически определяется по серии рефлексов с $d/n = 12,1–12,3$; $4,6$; $3,23$; $2,61$ Å. На термограммах четыре эндотермических эффекта: при 100, 300–350, 500 и 800°C. Высокотемпературная эндотермическая остановка непосредственно переходит в сильный экзотермический эффект при 820–850°C.

Пальгорскит — бесцветный волокнистый агрегат с $Nm = 1,512-1,55$; $Ng-Np = 0,007$. На рентгенограммах видна серия рефлексов с $d/n = 10,4$; $6,4$; $4,3$; $3,25$ Å. Термографически определяется по трем сильным эндотермическим эффектам: $100-150$, $280-350$ и $500-530^\circ$. Высокотемпературные эндо- и экзотермические эффекты выражены слабо.

Пироксены

Кристаллы бесцветные, чуть буроватые или зеленоватые, в этом случае слабо плеохроирующие, короткопризматические с ясной спайностью под углом $87-88^\circ$. Угол погасания ромбических пироксенов 90° , у моноклинных — $30-40^\circ$. На рентгенограммах рефлексы с $d/n = 3,0$; $2,52$; $1,48$ Å (ближе не определялись).

Амфиболы

Кристаллы желтовато-зеленые, зеленые, бурые, сине-фиолетовые, сильно плеохроирующие, реже бесцветные, обычно длиннопризматические или игольчатые с совершенной спайностью под углом около 56° . Ромбические амфиболы отличаются прямым погасанием, а у моноклинных — углом погасания $0-25^\circ$. На рентгенограммах наблюдаются рефлексы с $d/n = 8,4-8,5$ Å.

Роговые обманки — зеленые или бурые, хорошо плеохроирующие призматические кристаллы с $Nm = 1,620-1,725$; $Ng-Np = 0,020-0,070$; угол погасания с $Ng = 15-25^\circ$ (ближе не определялись).

Островные силикаты

Островные силикаты определялись главным образом петрографическим методом и в иммерсии. *Оливин* — бесцветные или чуть желтоватые короткопризматические кристаллы с острыми гранями. Угасание прямое, параллельное удлинению и трещинам спайности. $Nm = 1,670$; $Ng-Np = 0,035-0,050$.

Цоизит — бесцветные призмы и стебельчато-игольчатые выделения с аномальной интерференционной окраской: желто-бурой, синей или тускло-красной. $Nm = 1,72$; $Ng-Np = 0,005-0,009$.

Эпидот — столбчатые или неправильнозернистые выделения зеленого или желтоватого цвета, отчетливо плеохроирующие с $Nm = 1,74$; $Ng-Np = 0,032$.

Сфсюрит — агрегат цоизита и эпидота среди плагиоклазов.

Окислы простые и сложные

Минералы определялись методами петрографии и рентгенографии.

Кварц — бесцветные неправильные по форме выделения с $No = 1,544$; $Ne-No = 0,009$. На рентгенограммах рефлексы с $d/n = 4,26$; $3,34$ Å.

Кварцин — отличается от кварца более низким показателем преломления с $No = 1,535$. Удлинение положительное. Рентгеноструктурная характеристика аналогична кварцу.

Халцедон — бесцветные радиально-лучистые и метакolloидные выделения. Отличается от кварца и кварцина пониженными показателями преломления, $No = 1,531-1,539$; $Ne-No = 0,008-0,010$.

Опал — бесцветный, изотропный с $N = 1,41-1,46$. Рентгеноаморфен, но иногда регистрируются рефлексы при $4,1$ Å, как у кристобалита.

Магнетит — черный, непрозрачный, с синеватым отливом в отраженном свете. Сильно магнитен. На дифрактограммах определяется по рефлексам с $d/n = 2,53$; $1,61$; $1,48$ Å.

Гематит — темно-красный, непрозрачный, в тонких шлифах просвечивает красным цветом. Рентгенографически определяется по рефлексам с $d/n = 2,69$; $2,51$ Å.

Маггемит — черный или темно-красный, непрозрачный. Слабо магнитен. Определяется на дифрактограммах по рефлексам с $d/n = 2,9$; $2,51$ Å.

Гидроокислы

Минералы группы гидроокислов определялись комплексом методов: петрографическим, иммерсионным, рентгеноструктурным, термографическим, ИК-спектрографическим и химическим.

Гиббсит — бесцветные таблитчатые выделения или метакolloидные агрегаты с $Nm = 1,566-1,568$; $Ng-Np = 0,021$. На рентгенограммах четкие рефлексы с $d/n = 4,83$; $4,36$ Å; термограммы характеризуются эндотермической остановкой при $280-310^\circ\text{C}$, а ИК-спектрограммы имеют триплет в области 3450 , 3530 и 3630 cm^{-1} .

Бёмит — встречался только в дисперсном состоянии. Диагностировался рентгенографически по рефлексам с $d/n = 6,1$; $3,16$ Å.

Байерит — обнаружен на рентгенограммах по рефлексам с $d/n = 4,72$; $4,36$; $2,21$ Å, в парагенезе с бёмитом и норстрандитом.

Норстрандит — определен рентгенографически по рефлексам с $d/n = 4,79$; $2,39$; $2,26$ Å в парагенезе с байеритом и бёмитом.

Гётит — желтовато-коричневые дисперсные агрегаты с $d/n = 4,15-4,16$; $2,67$ Å и четкой эндотермической остановкой при $330-360^\circ\text{C}$.

Окислы-гидроокислы железа (ближе неопределенные) — дисперсные образования пигментной составляющей элювия и осадочных отложений — они непрозрачны в проходящем свете и имеют красноватый цвет в отраженном свете.

Окислы-гидроокислы марганца (ближе неопределенные) — сажисты, непрозрачны с полуметаллическим или матовым блеском в отраженном свете. С уксусноокислым бензидином дают синие окраски.

На рентгенограммах большинства из перечисленных минералов группы гидроокислов за исключением гиббсита из-за того, что они плохо кристаллизованы и находятся в полиминеральных фракциях с большим содержанием рентгеноаморфных компонентов, реально наблюдаются лишь наиболее сильные рефлексы: $6,1$ Å — для бёмита, $4,72$ Å — для байерита, $4,79$ Å — для норстрандита и $4,15-4,16$ Å — для гётита.

Карбонаты

Карбонаты определялись петрографическим, рентгеноструктурным и термическим методами. *Арагонит* — метаколлоидные выделения буроватого оттенка с $Nm = 1,68$; $Ng-Np = 0,15$. На рентгенограммах серия рефлексов с $d/n = 3,39$; $3,27$; $2,70$; $1,97 \text{ \AA}$.

Кальцит — зерна и зернистые агрегаты бесцветные или буроватые от примесей. Спайность под углом 75° . Очень сильное двупреломление с $No = 1,658$; $No-Ne = 0,172$. На рентгенограммах рефлексы с $d/n = 3,03$; $2,49$; $2,28$; $2,09 \text{ \AA}$, а на термограммах мощный эндотермический эффект при $860-940^\circ\text{C}$.

Люблинит — войлокоподобная модификация кальцита.

Магнезиальный кальцит — отличается от кальцита значением d/n меньшим $3,03 \text{ \AA}$, но большим $2,9 \text{ \AA}$.

Протодоломит — определялся рентгеноструктурным методом по $d/n = 2,9$; $2,67 \text{ \AA}$.

Доломит — бесцветные или буроватые зерна с ромбоздрической спайностью и $No = 1,682$; $No-Ne = 0,180$. На рентгенограммах рефлексы с $d/n = 2,88$; $2,67 \text{ \AA}$, а на термограммах — два резких эндотермических эффекта при $800-850$ и $920-950^\circ\text{C}$.

Сульфаты

Сульфаты диагностировались петрографическим методом, в иммерсии и термическим анализом.

Гипс — бесцветные таблицы и агрегаты с $Ng' = 1,530$; $Np' = 1,520$. На термограммах два эндотермических эффекта при $125-250$ и $150-280^\circ\text{C}$.

Фосфаты

Коллофан (?) — бурые или красно-бурые колломорфные и оолитоподобные слабо действующие на поляризованный свет выделения с $N = 1,57-1,60$. Рентгенографически определялся по рефлексам с $d/n = 3,44$; $2,79$; $2,70 \text{ \AA}$.

ЛИТЕРАТУРА

- Винчелл А.Н.* Оптика и микроскопия искусственных минералов. Л.: Госхимтехиздат, 1933. 216 с.
- Винчелл А.Н., Винчелл Г.* Оптическая минералогия. М.: ИЛ, 1953. 561 с.
- Гинзбург И.И., Рукавишникова И.А.* Минералы древней коры выветривания Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1951. 715 с.
- Горбунов Н.И., Цюрупа И.Г., Шурыгина Е.А.* Рентгенограммы, термограммы и кривые обезвоживания минералов, встречающихся в почвах и глинах. М.: Изд-во АН СССР, 1952. 186 с.
- Градусов Б.П.* Минералы со смешанослойной структурой в почвах. М.: Наука, 1976. 128 с.
- Дриц В.А., Сахаров Б.А.* Рентгеноструктурный анализ смешанослойных минералов. М.: Наука, 1976. 255 с. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 295).
- Костов И.* Минералогия. М.: Мир, 1971. 584 с.
- Методы изучения осадочных пород. М.: Госгеолтехиздат, 1957, т. I. 610 с.
- Рентгеновские методы изучения и структуры глинистых минералов. М.: Мир, 1965. 599 с.
- Штрунц Х.* Минералогические таблицы. М.: Госгортехиздат, 1962. 531 с.
- Hashimoto J., Jackson M.L.* Rapid dissolution of allophane and kaolinite-halloysite after dehydration. — *Clays and Clay Minerals*, 1960, vol. 5, p. 120-130.
- Hinkley D.N.* Mineralogical and chemical variations in the kaolin deposits of the Coastal plain of Georgia and South Carolina. — *Amer. mineralogist*, 1965, vol. 50, p. 1865-1883.
- Mehra O.P., Jackson M.L.* Iron oxide removal from soils and clay systems buffered with sodium bicarbonate by dithionite-citrate. — *Clays and Clay Minerals*, 1960, vol. 5, p. 317-327.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава первая	
Природные условия Кубы	6
Рельеф	8
Климат	21
Коры выветривания	23
Коры выветривания примитивного типа	24
Коры выветривания слабо развитого типа	27
Коры выветривания развитого типа	32
Глава вторая	
Стратиграфическая схема антропогена Кубы	38
Принципы построения	40
Плиоцен-плейстоценовые геологические формации и проблема неоген-антропогеновой границы на Кубе	46
Формация Авало	47
Формация Гуане	50
Формация Датиль	53
Формация Баямо	54
Геологические формации "влажного" плейстоцена Кубы	55
Формация Гевара	55
Формация Вильяроха	58
Терригенные геологические формации "сухого" плейстоцена Кубы	66
Формация Сабаналамар	67
Формация Хамайка	68
Формация Камачо	70
Формация Сигуанеа	71
Карбонатные отложения "сухого" плейстоцена Кубы и связанные с ними терригенные осадки — группа Хайманитас	72
Нижний Хайманитас	75
Верхний Хайманитас	77
Формация Саладо	77
Формация Санта-Фе	78
Распространение и условия залегания группы Хайманитас	79
Происхождение и возраст формаций группы Хайманитас	80
Плейстоценовые толщи, не имеющие ранга формаций	84
Элювиально-карстовые отложения	84
Элювиально-коллювиально-пролювиальные отложения	85
Аллювий	88
Голоценовые отложения	90
Морские отложения	90
Аллювий	92
Болотные отложения	92
Торфяники	94
Глава третья	
История геологического развития Кубы в позднем кайнозое	96
Миоцен-плиоценовый этап	97
Плиоцен-антропогеновый этап	103
Трансгрессия Ведадо	106
Регрессивный интервал Ведадо/Гевара и трансгрессия Гевара	111
Регрессия Гевара/Вильяроха и трансгрессия Вильяроха	117
Регрессивный интервал Вильяроха/Хайманитас и трансгрессия Хайманитас	120
Последние регрессии и последняя трансгрессия плейстоцена Кубы	125
Голоценовая трансгрессия	128
Заключение	135
Литература	137
Приложение	
Методы минералогических исследований, диагностические признаки и константы минералов	140

CONTENTS

Introduction	3
Chapter one	
Natural environment of Cuba	6
Landforms	8
Climate	21
Weathering crusts	23
Weathering crusts of a primitive type	24
Weathering crusts of an underdeveloped type	27
Weathering crusts of a developed type	32
Chapter two	
Stratigraphic scheme of the Anthropogene of Cuba	38
Construction principles	40
Pliocene to Pleistocene geological formations and the problem of the Neogene/Anthropogene boundary in Cuba	46
Avalo Formation	47
Guane Formation	50
Datil Formation	53
Bayamo Formation	54
Geological formations of the "wet" Pleistocene of Cuba	55
Guevara Formation	55
Villarroja Formation	58
Terrigenous geological formations of the "dry" Pleistocene of Cuba	66
Sabalamar Formation	67
Jamaica Formation	68
Camacho Formation	70
Siguanea Formation	71
Carbonate sediments of the "dry" Pleistocene of Cuba and associated terrigenous sediments. Jaimanitas Group	72
Lower Jaimanitas	75
Upper Jaimanitas	77
Salado Formation	77
Santa Fe Formation	78
Distribution and occurrence of the Jaimanitas Group	79
Origin and age of the formations of the Jaimanitas Group	80
Pleistocene deposits which are not included into formations	84
Eluvial-karstic deposits	84
Eluvial-colluvial-proluvial deposits	85
Alluvium	88
Holocene deposits	90
Marine sediments	90
Alluvium	92
Swamp deposits	92
Peat	94
Chapter three	
History of the geological evolution of Cuba in the late Cenozoic	96
Miocene to Pliocene stage	97
Pliocene to Anthropogene stage	103
Vedado transgression	106
Vedado/Guevara regressive interval and Guevara transgression	111
Guevara/Villarroja regression and Villarroja transgression	117
Villarroja/Jaimanitas regressive interval and Jaimanitas transgression	120
Last regressions and transgression of the Pleistocene of Cuba	125
Holocene transgression	128
Conclusions	135
References	137
Supplement	
Technique of mineralogical determinations, diagnostic features and constants of minerals	140

**Измаил Павлович Карташов,
Александр Георгиевич Черняховский,
Леандро Луис Пеньяльвер**

АНТРОПОГЕН КУБЫ

*Утверждено к печати
ордена Трудового Красного Знамени
Геологическим институтом АН СССР*

Редактор И.М. Ерофеева

Художник Л.С. Кассис

Художественный редактор И.Ю. Нестерова

**Технические редакторы Г.И. Астахова,
Н.А. Посканная**

Корректор Г.И. Сурова

ИБ № 21373

**Подписано к печати 18.11.80. Т-19326
Формат 70×108 1/16. Бумага офсетная № 2
Печать офсетная. Усл.печ.л. 13,0. Уч.-изд.л. 16,4
Тираж 700 экз. Тип. зак. 1783
Цена 2р. 50к.**

**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**

2 р. 50 к.

№ 8
20/IV - 81

0171.6

609

