

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 антропогенных 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 антропогенных 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 [Bolli, 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 антропогенного возраста, как правило, не удается 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. Премоли Сильва [Bolli, Premoli Silva, 1973]

Геологический возраст	Зоны	Подзоны	Млн. лет	Распространение	
				руководящих видов	прочих видов
Голоцен	Плейстоцен	<i>Globorotalia fimbriata</i>	0,011	<i>Gr. fimbriata</i>	
		<i>Globigerina bermudezi</i>			
		<i>Globorotalia truncatulinoides truncatulinoides</i>	0,08	<i>Gr. tumida flexuosa</i>	<i>Gr. hessi</i>
		<i>Globigerina calida calida</i>	0,14	<i>Gg. calida calida</i>	<i>Go. hexagonus</i>
		<i>Globorotalia hessi</i>			
		<i>Globorotalia crassaformis viola</i>		<i>Gr. hessi</i>	
	Плиоцен		1,9	<i>Gr. truncatulinoides truncatulinoides</i>	<i>Gr. crassaformis viola</i>
		<i>Globorotalia truncatulinoides cf. tosaensis</i>			
					<i>Gr. inflata</i>
					<i>Gr. exilis</i>
				<i>Gr. miocenica</i>	<i>Gr. inflata A</i>
		<i>Globorotalia exilis</i>			<i>Gs. obliquus extremus</i>
		<i>Globorotalia miocenica</i>		<i>Gs. trilobus fistulosus</i>	<i>Gr. multicaemata</i>
		<i>Globigerinoides trilobus fistulosus</i>	3,2	<i>Gr. margaritae evoluta</i>	<i>Gr. exilis</i>
					<i>Gr. inflata A</i>
		<i>Globorotalia margaritae evoluta</i>	4,2	<i>Gr. margaritae evoluta</i>	<i>Gr. miocenica</i>
					<i>Sa. dehiscens</i>
	Поздний миоцен	<i>Globorotalia margaritae margaritae</i>	5,5	<i>Gr. margaritae margaritae</i>	<i>Gs. obliquus obliquus</i>
					<i>Gs. ruber</i>
		<i>Neoglobobadrina dutertrei</i>			<i>Pu. obliquilo-culata primalis</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 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 картировочные 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, достигающее 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'Орбины и Опеля!" [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, существуют 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 изменением 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 Матюяма/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 подзонекайнозойских 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 гляциозвстатическими колебаниями уровня моря. В то же время, поскольку плейстоценовые гляциозвстатические 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 формации 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 детальном 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.

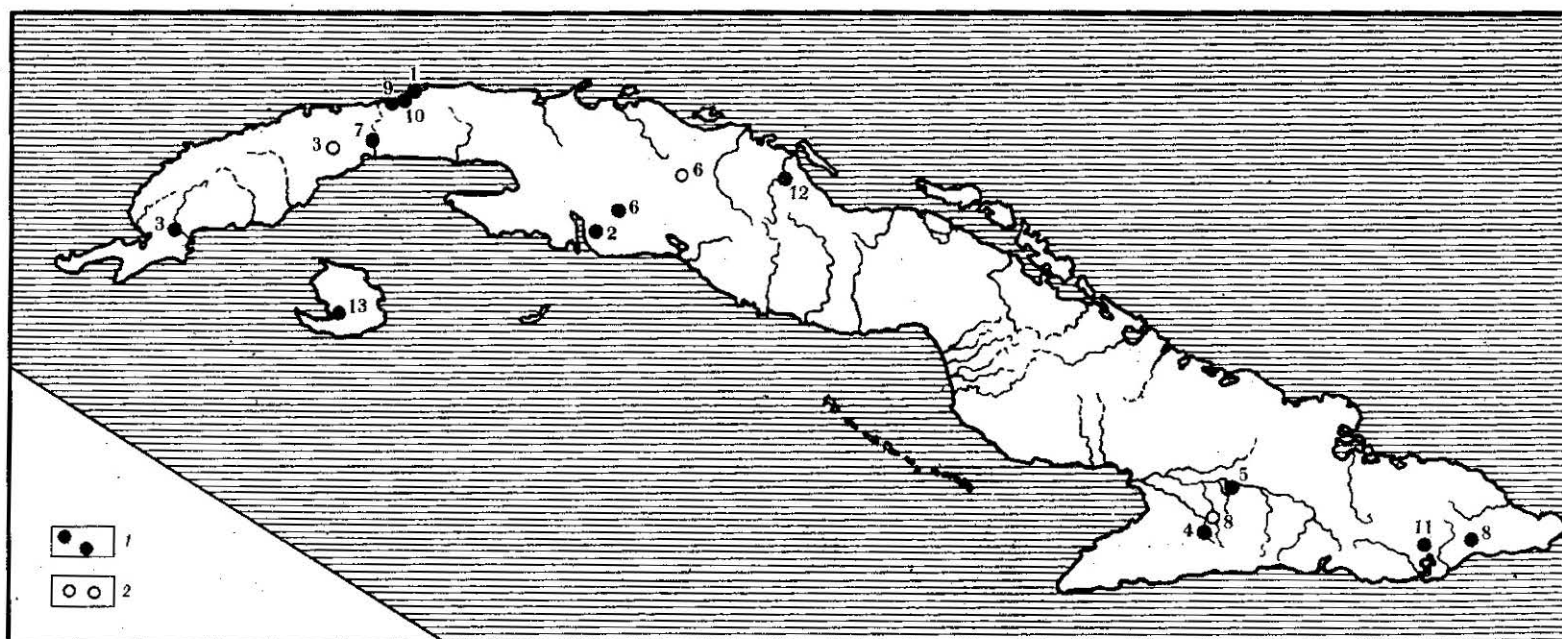


Рис. 9. Положение типовых местонахождений плейстоценовых формаций Кубы.
 1 — основные типовые местонахождения; 2 — дополнительные типовые местонахождения. Формации: 1 — Ведадо, 2 — Авало, 3 — Гуане, 4 — Датиль, 5 — Баямо, 6 — Гевара, 7 — Вильяроха, 8 — Сабаналамар, 9 — Санта-Фе, 10 — Саладо, 11 — Хамайка, 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 — alQ _h Болотные отложения — pQ _h Биогенные отложения (торфяники) — bQ _h	
	Элювиально-коллювиально-пролювиальные отложения — ecQ	
	Плейстоцен Q _p	Формация Сигуанеа — Q _{ps} sg Формация Камачо — Q _{ps} cm Аллювиальные отложения — alQ _{ps}
		Формация Хамайка — Q _{ps} jc
		Группа Хайманитас — Q _{ps} jn
		Формация Сабаналамар — Q _{ps} sb
		Формация Вильяроха — Q _{ph} vr
		Формация Гевара — Q _{ph} gv
		Элювиально-карстовые отложения — Q _{ph}
	"влажный" Q _{ph}	Формация Авало (Ведадо) — Q _{ph} av Формация Гуане — Q _{ph} gn Формация Датиль — Q _{ph} dt Формация Баямо — Q _{ph} bm
Неоген	Верхний плиоцен	

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, толщам, 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 доантропогеновых 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 характеристики этих формаций.

"Формация Ведадо: Типовое местонахождение у отеля "Националь" — 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 залегает 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 Гуанаакабисес, 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 находятся в тонкокристаллическом 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 ~~в~~ в пределах площади одного шлифа, что свидетельствует о значительном эпигенетическом изменении породы. Часто встречаются хорошо сохранившиеся фрагменты и ~~целые~~ раковины фораминифер, скелеты мшанок и т.п. В этих случаях они образованы ~~крист~~ кристаллическим 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 магниезальным 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 обычны единичные зерна кварца алевритовой 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 — смектитам, 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 Гуанаакабисес 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-Пасажерос и шоссе Пляя-Ларга — Пляя-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., *Peneroplis* 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 "нерасчлennyй 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 Канитар.

Однако известняки формации Канимар 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 Канимар, так что это различие в степени деформированности вряд ли можно отнести за счет различий в тектоническом режиме.

К сожалению, непосредственного залегания формации Ведадо на известняках Канимар 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 включая в состав формации Ведадо, не употребляя, правда, этого названия [Шанцер и др., 1976, с. 56], действительно залегают на отложениях формации Канимар. 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 Канимар. 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 Канимар, но возможность частичного совпадения этих формаций по возрасту нельзя считать исключенной. Выделявшаяся 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 Канимар, но в районе, где осадконакопление продолжалось непрерывно в течение позднего миоцена, всего плиоцена и, вероятно, начала плейстоцена, определить положение границы между формациями Канимар 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 вв., 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 удастся 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 фацialsными 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 гидрослюда, 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 фацialsного 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 Санти-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 гетита, 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 профильное 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 песчанистых 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-Кристобаль, 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 моготами гор 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 косой 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 сцементированностью 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 силикатами — 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 чешуйчато-волокнистую 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 — порошковатый 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 размытых латеритных панцирей формации Гуане. Однородный кремнисто-кварцево-железистый материал в составе гальки и гравия не позволяет устанавливать источники сноса. В большинстве случаев это многократно переотлагавшиеся обломки.

Первично-осадочные ассоциации глинистых минералов в цементе невыветрелых отложений формации Гевара представлены двумя фациальными типами: гидрослюдисто-каолинитовым и смектитовым. Отложения с гидрослюдисто-каолинитовым 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°С) 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-каолинитовым 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 относительно 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 шлаковидный (альвеолярный) облик. Внутренняя структура железистого цемента разнообразна — это колломорфные выделения в порах между обломочными зернами, неправильные участки базального цемента, концентрации типа бобовин. Нередко наблюдаются оолиты с ядрами из катуннов 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 гетитом 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 каолининовых 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, метакolloидный и кристаллический гиббсит встречается здесь в тесной ассоциации с гетитом. 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 относительно 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-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 толщи 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 колеблясь 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 beccarii*, *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 гляциозватических 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 гляциозватической 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 лиловато-красных) глины, глинистые пески и пески с гравием, галькой и иногда валунами; обладают неясной горизонтальной, иногда косою 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-сметиты 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 гидрослюда и смешанослойных слюда-сметитовых 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).

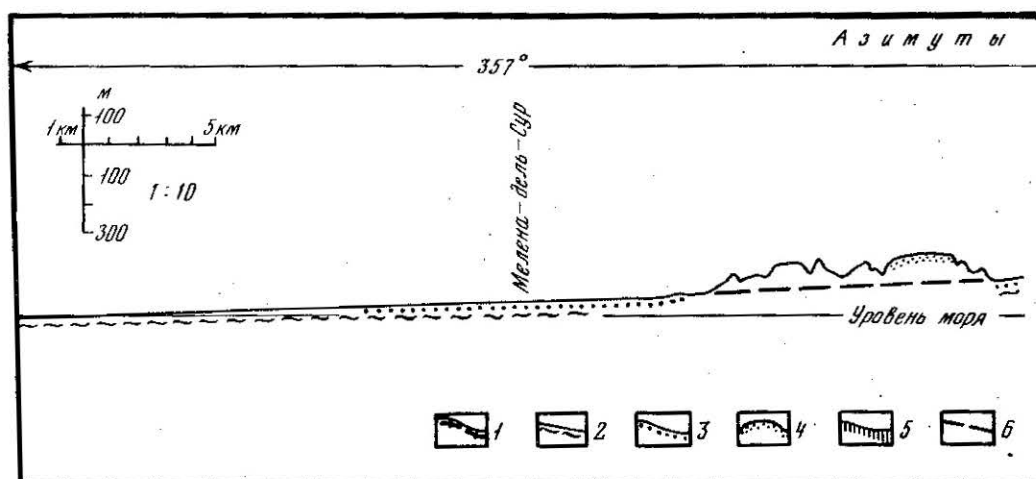


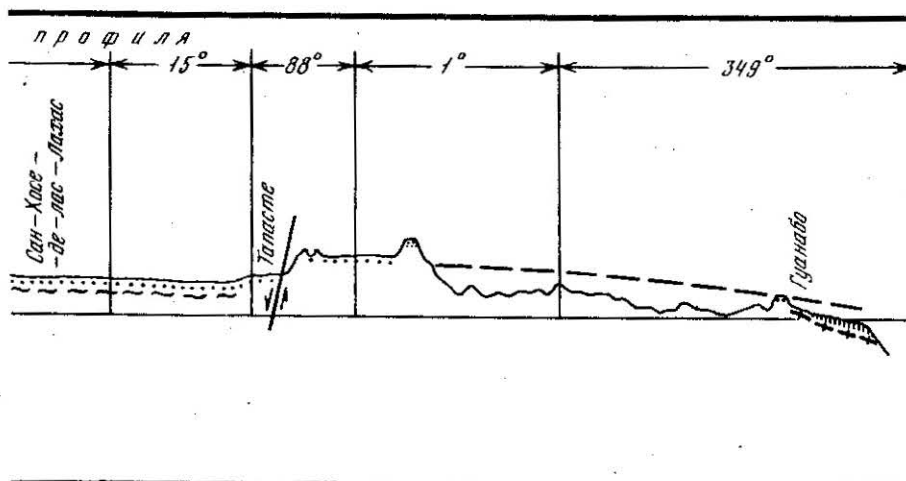
Рис. 10. Геолого-геоморфологический профиль, пересекающий Кубу примерно по меридиану $82^{\circ}8'$ з.д.

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 единым 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 одновозрастными. 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 залегает 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 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. Паном 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 переотложенные 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, Bugelskiy, 1974] пришли примерно к тем же выводам относительно происхождения "красных почв" в провинциях Матансас и Камагуэй. По их мнению, эти красные глины представляют собой залегающую на известняках переотложенную кору выветривания серпентинитов [Formell Cortina, Bugelskiy, 1974]. Относительно способа переотложения или, иными словами, 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, Bugelskiy, 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 переотложены 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 порообразующими минералами почти всех разновидностей осадков формации, вряд ли могли поступать в таких количествах из коры выветри-

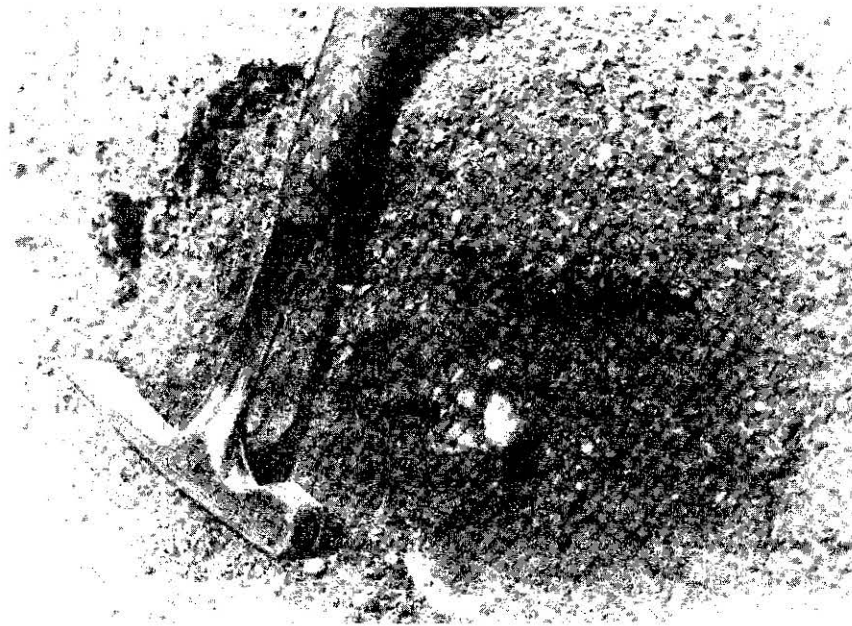


Рис. 11. Неясная горизонтальная слоистость осадков формации Вильяроха, обусловленная различным содержанием крупного материала. Карьер в 3 км к востоку от Хурагуа (провинция Сьен-фуэго)

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 [Bricker, 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 удается.

Как и в осадках формации Гевара, в осадках формации Вильяроха в результате обработки большого числа образцов удалось обнаружить некоторое количество ostracod 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 затопливало 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 осторожно 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, затопливаемых 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 субаэральном (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 перераспределенными 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 субэвальных условиях, то его начало можно объяснить достаточно правдоподобно только увеличением количества атмосферных осадков — сменой аридного климатического цикла плейстоальным. 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 субэвального выветривания накопленных осадков проще, логичнее и правдоподобнее объяснить чередованием трансгрессий и регрессий, скорее всего гляциоэвстатических, 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. Несколько 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 формацию 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 совпадала 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 соподчинения 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 прослойками 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) вулканы, 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 гидрослюда. В некоторых разрезах отмечен палыгорскит.

Источником глинистого материала осадков формации Сабаналамар, несомненно, были пропилитизированные вулканы 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 порфировым 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 долейстоценовых 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 прослой 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 мало-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 затапливаемой 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 началось 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-волокнутой 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 минералов, среди них, возможно, встречаются скелеты известковых 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 растворению 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 залегает 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 известковым 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 калькаренидами Хайманитас существует определенная "антагонистичность". Как правило, на берегах, окаймленных известняками Хайманитас, отложения формации Камачо не встречаются. Мощность 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 хлоридов — 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 "ярусу" 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 "ярусу" 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 Гобернадора позволяют предполагать, что эти глины несомненно моложе нижних горизонтов толщи известняков и калькаренидов 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 Гобернадора 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 косою 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 калькаренидами и известняками Хайманитас.

Пески слагают с поверхности низкие, слегка наклонные прибрежные равнины, поднимаясь 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 перемиыва 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 упоминавшийся 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 переотлаивавшаяся 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 крской слоистостью, а в тонкослоистых калькаренитах нижней толщи крская 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 образования 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 калькарениды формации Хайманитас, имеет висконсинский возраст, а золианиты 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 калькаренидов 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 калькаренидами 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 — средне-висконсинским, 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 калькаренидами 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. Дюкло 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 калькарениды"), 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 известковистой 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". Калькарениды 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 фацию 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 дюнными калькаренидами удается 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 предложение 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 дюнные 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-слюдистых сланцев метаморфической толщи 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, субэкринной фацией калькарениитов 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 калькаренииты, 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. Описания 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 калькаренииты, 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 калькарениитов 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 пород алюмосиликатного состава песчано-гравийной размерности.

Микроскопические исследования показывают, что грубые скелетные остатки и обломки карбонатных пород в известняках этой фации сцементированы 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 калькаренииты. 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 Гуанаакабибес 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 калькарениитами.

Фация калькарениитов представлена двумя субфациями, преимущественно фораминиферового и преимущественно пеллетового состава. На п-ове Гуанаакабибес и на некоторых участках северного побережья Кубы преобладают калькаренииты, 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 калькарениитах нередко наблюдается косая слоистость, встречаются раковины моллюсков, живущих в настоящее время в прибрежной зоне, и наземных моллюсков. Именно эти калькаренииты обнаруживают фациальные связи с золианитами формации Санта-Фе.

Калькарениды 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 серией 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 калькарениды сложены дисперсным метакolloидным 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 калькаренидах о. Хувентуд встречаются сравнительно редко, однако в северной, прибрежной части (по отношению к древней береговой линии) зоны их распространения калькарениды постепенно сменяются водорослевыми известняками с характерной комковато-сгустковой микроструктурой и пелитоморфными песчанистыми известняками с редкими обломками раковин моллюсков и раковинками фораминифер.

Перекристаллизация известняков и калькаренидов 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 метакolloидные структуры. Характерно, что такое сохранение прижизненных структур никогда не встречается в известняках и калькаренидах более древней формации Авало.

Прямые рентгенографические определения известняков и калькаренидов нижнего Хайманитаса, а для некоторых образцов определения с введением внутреннего стандарта (кварца) показали, что они состоят главным образом из трех компонентов: арагонита, магнезического 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 метакolloидным арагонитом.

Перекристаллизация материала, связанная, очевидно, не столько с диагенезом, сколько с эпигенезом в субаэральной обстановке, сопровождается увеличением в составе раковинного материала магнезического 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 калькаренидах 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-сметит. Второстепенное значение имеют гидрослюдисто-сметитовая и хлорит-сметитовая ассоциации. При удалении от предполагаемой древней береговой линии в составе нерастворимого остатка калькаренинов главное значение приобретают рентгеноаморфные соединения. В виде примеси встречаются слюда-сметитовые и хлорит-сметитовые смешанослойные образования с признаками упорядоченности, а также хлориты. В других районах Кубинского архипелага характерными глинистыми минералами нерастворимого остатка известняков и калькаренинов нижнего Хайманитаса являются сметиты, слюда-сметиты, хлорит-сметиты, 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 метакolloидные и пластинчато-волокнистые структуры, образованные арагонитом. В большинстве же разрезов эти остатки сложены пелитоморфным кальцитом или магниальным 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 фациальный 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 сметит, в некоторых образцах присутствует также каолинит-сметит. В других разрезах иногда присутствует примесь хлоритов и слюда-сметитов, реже — хлорит-сметитов. В единичных образцах встречен коллоидальный бемит. На востоке Кубы среди глинистых минералов формации преобладает смешанослойный каолинит-сметит, а сметит 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.



Рис. 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 золотого 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 эолианитов 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.

няках 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 Гуанаакабисес 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 калькарениды.

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.

Золотое 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 калькаренидах 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; Jaime, 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; Nemec 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 Гуанаакабиес 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 [Nemec et al., 1967; Formell Cortina, 1969].

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

Ныне живущие виды: *Acteocina candeij*, *Bulla 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, Raukas, 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 поднимался 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 средневисконсинской гляциозвстатической трансгрессией.

Существует, однако, и другая возможность. Средневисконсинская 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].

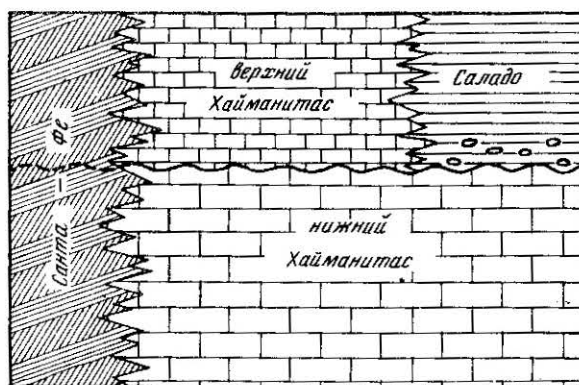
Приводимые Е.В. Шанцером и его соавторами [1976] радиометрические датировки группы Хайманитас — одна сангамонская (82000 ± 6000 лет) по соотношению $^{107}\text{Pu}/^{234}\text{U}$ и несколько средневисконсинских ($25000\text{—}35000$ лет) — как будто бы свидетельствуют против такой возможности. Однако надежность радиометрических определений возраста, полученных на материале, подвергнувшемся 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 $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ и в обоих случаях оказался равным ~ 131000 лет. При этом образец, имевший более древнюю радиоуглеродную датировку, согласно оптическим и рентгенографическим данным был представлен 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 $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ 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 субаэральные 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 первичноседиментационных 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 субаэраль 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 магнезиальный кальцит. В известняках Авало магнезиальный 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, НЕ ИМЕЮЩИЕ 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-сметит 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-сметитов и слюда-сметитов. 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, обычна 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), Алегриа-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 относить 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, формирующийся 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 коричневые 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, фитоолитариями, сложенными опалом. В глинистом материале этих отложений преобладают плохо кристаллизованный гетит 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, внутрисочвенные 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 перетолженные. В руслах небольших водотоков, осуществляющих переход от коллювиальной стадии перемещения материала к элювиальной, 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 метаколлоидным 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-спектроскопии. 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 интенсивны, 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 активнее, 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, одновозрастных 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 одновозрастный 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, одновозрастными 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, одновозрастного 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).

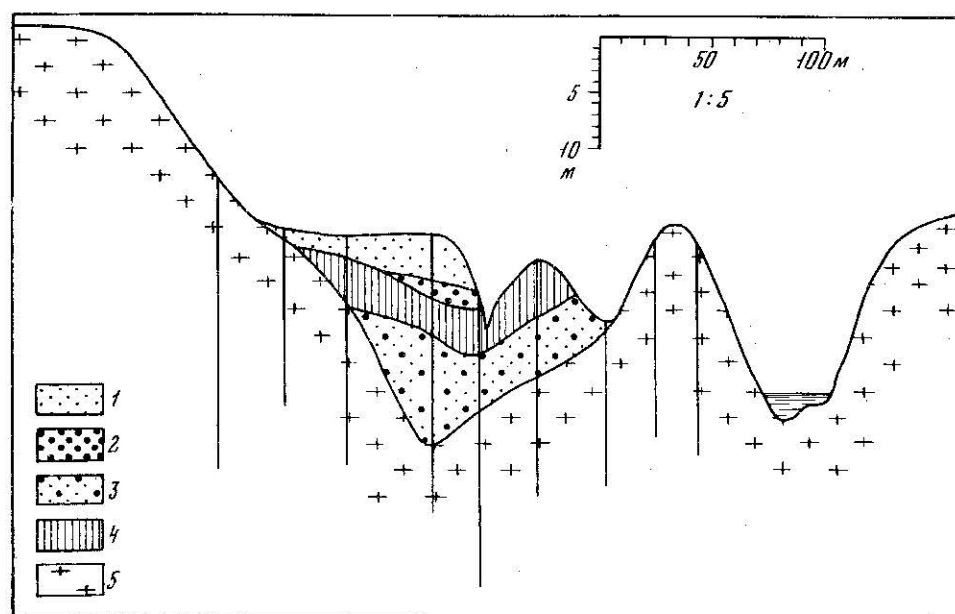


Рис. 14. Геологический разрез через долину р. Сагуа-ла-Чика возле плотины водохранилища Минерва (провинция Вилья-Клара). Высота русла 51,6 м над уровнем моря
1 — косослоистые пески с гравием; 2 — галечники; 3 — глинистые пески с галькой, гравием и щебнем; 4 — неяснослоистые илистые суглинки и глинистые илы; 5 — доплейстоценовые породы

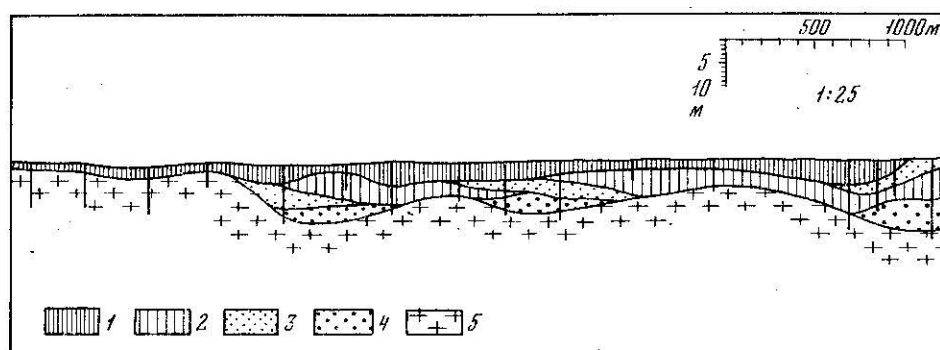


Рис. 15. Геологический разрез прибрежной равнины в провинции Вилья-Клара, на левом берегу р. Сагуа-ла-Чика. Высота поверхности около 24 м над уровнем моря
1 — глины и суглинки с редким гравием, содержат линзы и прослои глинистого песка (формация Камачо); 2 — песчанистые и илистые суглинки и глины; 3 — илистые 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 — несовершенные 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 субаэральным (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 субаэриальных 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 фациальной 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 расхождение 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, возможность того, что верхние формации группы Хайманитас древнее среднего висконсина (см. с. 83), не позволяет исключать 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 калькаренидами, 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, рутил, 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 калькарениды, 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 метакolloидным 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. Сложенные 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, песчанистыми 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 гидрослюда 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 суши — можно провести только условно. Пресноводные прибрежные болота возникают на суши, в зонах разгрузки грунтовых вод, преимущественно карстовых, происходящей в результате подпора этих вод морем. Развитие этих болот не изменяет границы между суши 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 суши 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 суши и морем или очень медленным наступанием моря на суши.

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 сметитовых 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 породообразующим 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 магнезиальным 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 затапливаются солеными и солоноватыми 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" [Furrazola-Bermúdez, 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, начиналось 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 прилегающими 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 — водлюбным, 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.