

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

АКАДЕМИЯ НАУК КУБЫ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ПАЛЕОНТОЛОГИИ

ГЕОЛОГИЯ КУБЫ

ПОЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА
К ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЕ КУБЫ

МАСШТАБА 1:250 000

МОСКВА

УДК 551.24(729.1)

Геология Кубы (Пояснительная записка к Геологической карте Кубы масштаба 1:250 000). Отв. редактор Ю.М.Пушаровский. М.Геологический институт АН СССР, 1989.

Авторы: Ю.М.Пушаровский, А.А.Моссаковский, Г.Е.Некрасов,
С.Д.Соколов, Ф.Формель, Л.Пенъялвер.

В работе рассмотрены содержание Геологической карты Кубы и принципы её легенды, основные этапы составления карты Международным авторским коллективом геологов АН Кубы, СССР, Польши, Болгарии и Венгрии, охарактеризованы геологическое строение Кубы и её важнейшие структурно-формационные зоны, история развития региона, а так же обсуждаются дискуссионные проблемы метаморфических и офиолитовых комплексов Кубы.

Утверждено к печати Геологическим институтом АН СССР

Технический редактор С.К.Леонова

Сдано в печать 31.08.90.

Подписано к печати 10.09.90.

Тираж 350 экз. Формат 60x84/16 Печ.л.6,75+вкл. Заказ 371

Центральное специализированное
производственное хозяйственное предприятие
объединения "Соксгеолфонд"

Содержание

Введение.....	5
Содержание Геологической карты Кубы масштаба 1:250000 и принципы ее легенды.....	10
Геологическое строение Кубы.....	14
История развития.....	27
Проблема метаморфических комплексов Кубы.....	33
Проблема офиолитовых комплексов Кубы.....	37
Заключение.....	40
Литература.....	42

Введение

Геологическая карта Кубы масштаба 1:250 000 является результатом многостороннего сотрудничества специалистов Академий наук Кубы, СССР, Болгарии, Венгрии и Польши. Решение о создании этой карты было принято на Международном координационном геологическом совещании в 1968 г. в г.Гаване, на котором Академия наук Кубы обратилась с просьбой к Академиям наук социалистических стран о содействии и участии в этой работе. Работы по составлению Геологической карты Кубы масштаба 1:250 000 были начаты в 1970 г. с проведения планомерной геологической съемки территории Республики по отдельным провинциям и завершилось в 1988 г. изданием сводной карты в СССР.

Руководство работами по составлению Геологической карты Кубы масштаба 1:250 000 осуществлялось со стороны республики Кубы директорами Института геологии и палеонтологии АН Кубы Л.Монтеро, А.Брито, Х.Суаресом и Л.Пеньяльвером, со стороны Советского Союза - Ю.М.Пушаровским, главным координатором геологических исследований АН СССР на Кубе, со стороны Болгарии - И.Велиновым, директором Геологического института АН Болгарии, со стороны Венгрии - Г.Хамором, директором Государственного геологического института Венгрии, со стороны Польши - М.Борковской - директором Института геологии АН Польши. Обобщение материалов, составление сводной Геологической карты Кубы, ее научное редактирование и подготовка издательского оригинала возглавлялось специалистами Геологического института АН СССР А.А.Моссаковским, Г.Е.Некрасовым и С.Д.Соколовым под общим руководством академика Ю.М.Пушаровского.

Работа по составлению Геологической карты Кубы масштаба 1:250 000 происходила в два этапа. На первом этапе (1970-1982 г.г.) на основе двухсторонних соглашений между Институтом геологии и палеонтологии АН Кубы и соответствующими геологическими институтами Академий наук Болгарии, Венгрии, Польши и СССР были созданы международные научные коллективы, своего рода геологосъемочные экспедиции, которые провели геологическую съемку отдельных административных провинций республики Куба: Польско-Кубинский во главе с А.Пшулковским и К.Пиотровской для провин-

ции Пинар дель Рио^{х)} (1970–1975 г.г.) и во главе с К.Пиотровской для провинции Матансас (1979–1981 г.г.), Болгарско-Кубинский во главе с И.Канчевым для провинции Лас Вильяс (1970–1978 г.г.) и во главе с Д.Чуневым для провинции Камагуэй (1979–1981 г.г.), Венгеро-Кубинский во главе с Э.Надем для провинции Ориенто (1972–1977 г.г.), Кубинский во главе с Х.Альбеаром и М.Итуральде для провинции Гавана (1974–1977 г.г.), Советско-Кубинский (М.Л.Сомин, Г.Мильян, Г.Е.Некрасов, С.Д.Соколов) для острова Хувентуд и горного массива Эскамбрай (1978–1985 г.г.). Персональный состав этих международных коллективов и площади, охваченные ими при геологической съемке, показаны на врезке к Геологической карте.

В результате этих работ были составлены геологические карты территорий соответствующих провинций на топографической основе 1:100 000 и 1:50 000 и только для некоторых (провинции Гавана и Матансас) в масштабе 1:250 000, которые сопровождаются пояснительными текстами к этим региональным картам и монографическим описанием геологического строения соответствующих регионов. Такие монографии по провинциям Пинар дель Рио, Гавана, Ориенте уже изданы на испанском языке (*Contribucion a la Geologia de Cuba oriental*, 1985; *Contribucion a la Geologia de las provincias de la Habana...*, 1985; *Contribucion a la Geologia de la provincia de Pinar del Rio*, 1987), по другим провинциям – находятся в печати.

Особенностями этих региональных геологических карт были, с одной стороны, очень большая детальность стратиграфического расчленения мезозойских и третичных отложений и их картографического изображения, нередко отвечавшие масштабу 1:50 000, а, с другой – узко региональный характер литостратиграфического расчленения отложений, не совпадавший на геологических картах разных регионов.

В связи с этим возникла необходимость в проведении больших научно-редакционных работ, в том числе и полевых, для сбивки региональных карт и согласования их легенд с целью создания

х) Здесь и далее названия административных провинций даны на момент проведения геолого-съемочных работ.

единой сводной Геологической карты Кубы масштаба 1:250 000, что и составило содержание второго этапа работ по этой карте (1982–1985 г.г.).

Наиболее сложной частью этих работ была разработка сводной легенды карты и ее принципов, которые позволили бы совместить на одной карте все многообразие литостратиграфического расчленения мезозойских и кайнозойских отложений на региональных геологических картах с общими для всей территории Кубы хроностратиграфическими уровнями, а также выделить и обосновать на палеонтологическом материале сами эти уровни. Такая работа была проведена в 1982–1983 г.г. группой специалистов АН СССР под руководством А.А.Моссаковского, после чего разработанная сводная легенда стала основой для создания единой Геологической карты Кубы масштаба 1:250 000. По просьбе Академии наук Кубы работы второго этапа были возглавлены научными сотрудниками Геологического института АН СССР – главными редакторами карты А.А.Моссаковским, Г.Е.Некрасовым и С.Д.Соколовым.

Для выполнения работы по созданию сводной Геологической карты Кубы масштаба 1:250 000 и ее научного редактирования Координационно–консультативным советом Академий наук социалистических стран, принимавших участие в геологической съемке Кубы, были сформированы редакционная коллегия карты в составе: А.Ф.Адамович (СССР), Х.Альбеар (Куба), Р.Кабрера (Куба), В.Д.Чехович (СССР), Ф.Формель (Куба), И.Канчев (Болгария), Г.Мильяя (Куба), Э.Надь (Венгрия), Л.Пеньяльвер (Куба), Ю.Пиотровский (Польша), К.Пиотровска (Польша), А.Пшулковский (Польша), Д.Чунев (Болгария) и Комиссия по унификации и редактированию в составе 24 человек, полный список которой помещен на титуле карты.

К началу работ по составлению Геологической карты Кубы масштаба 1:250 000 для территории этой страны имелась только одна сводная геологическая карта масштаба 1:1 000 000, изданная в 1962 г. под редакцией А.Нуньеса, А.Андреу, А.С.Богатырева, И.М.Новохатского и К.М.Худолея Кубинским институтом минеральных ресурсов Министерства индустрии Кубы. На этой карте были обобщены все дореволюционные геологические материалы. В последние годы во многих горнорудных районах Кубы (Ориенте, Пинар дель Рио, Лас Вильяс, Камагуэй и др.) отдельные разрозненные участ–

ки территории были покрыты крупномасштабными геологическими съемками, выполненными силами Министерства базовой промышленности Кубы, а так же проведены большие объемы глубокого, в том числе параметрического, бурения и различных геофизических исследований (сейсмических, гравиметрических, магнитометрических), связанных с нефтепоисковыми работами. Все эти материалы, как и более ранние крупномасштабные геологические карты, были критически использованы в процессе проведения геологической съемки масштаба 1:250 000 отдельных провинций.

Очень большое значение на всех этапах составления Геологической карты Кубы масштаба 1:250 000, но особенно на этапе создания сводного варианта этой карты и его научного редактирования имели тематические исследования в области стратиграфии мезозойских и кайнозойских отложений Кубы, ее тектоники и структурно-формационного районирования, магматизма и метаморфизма, выполненные как кубинскими геологами, так и специалистами Академий наук СССР, Польши, Болгарии и Венгрии, на основе двухсторонних соглашений.

Среди них в первую очередь надо отметить исследования А. де Ла Торре, Х.Альбеара, Г.Фуррасолы-Бермудеса, В.И.Кузнецова, В.А.Басова, Р.Мичинского, А.Пшулковского, И.Канчева, Л.Пеньялвера, И.П.Карташева, А.Г.Черняховского, Г.Франко, И.Рудницкого, С.Янева (по стратиграфии и палеонтологии мезозойских и кайнозойских отложений), Ю.М.Пушаровского, А.Л.Книшпера, К.Пиотровской, М.Итурральде-Винента, А.А.Моссаковского, Г.Е.Некрасова, С.Д.Соколова, Х.Альбеара, А.Пшулковского, Ч.Борукаева, И.Баянова, В.Кастадинова, В.Д.Чеховича, Р.Флореса, Ф.Формеля, Р.Кабрера (по структурно-формационной зональности мезозойских отложений, их покровной тектонической структуре и олистостромовым комплексам, ее сопровождающим), А.Л.Книшпера, М.Итурральде-Винента, Е.Фоноеки, В.Н.Зелепугина, И.Хайдутова, Г.Е.Некрасова, С.Д.Соколова, Х.Оро (по офиолитовым комплексам Кубы), Д.Чунева, Р.Кабреры, М.Перес, Н.В.Павлова, О.Египко, В.Павлова, А.Гурбанова, И.Хайдутова (по магматическим, в особенности интрузивным образованиям), М.Л.Сомина, Г.Мильяна, Г.Е.Некрасова и С.Д.Соколова, Н.Л.Добрецова, Ю.Пиотровского (по метаморфическим комплексам Кубы).

Необходимо отметить, что одновременно и параллельно с ра-

ботой международного авторского коллектива Академий наук социалистических стран по созданию на основе региональных геологических карт административных провинций Кубы сводной Геологической карты Кубы масштаба 1:250 000 Центр геологических исследований Министерства базовой промышленности Кубы использовал картографические и другие материалы геологических съемок Академии наук Кубы и Академий наук других социалистических стран для составления Геологической карты Кубы масштаба 1:500 000, которая была издана в 1985 г. под редакцией Х.Переса Отона, В.А.Ярмолика (главные редакторы), Е.де лос Сантоса, Х.Эрнандеса, И.Н.Тихомирова и А.М.Загоскина (ответственные редакторы).

Если в отношении показа полей распространения различных геологических образований эта карта может рассматриваться как уменьшенный в два раза вариант Геологической карты Кубы масштаба 1:250 000 (естественно с соответствующей схематизацией границ применительно к более мелкому масштабу), то в части возрастной и генетической интерпретации многих геологических комплексов она резко отличается от последней. Особенно это касается интерпретации ультраосновных и габбровых членов офиолитовой ассоциации, трактуемых на карте как интрузии позднемелового возраста, или принятого на карте доюрского возраста метаморфических комплексов острова Хувентуд и горного массива Эскамбрай, для большей части которых юрский возраст доказан палеонтологическими и радиометрическими данными. Крайне упрощена на карте, а в ряде мест и совсем не показана покровная тектоническая структура мезозойских и кайнозойских комплексов, детально изученная и доказанная во многих районах Кубы. Однако на карте дополнительно изображены элементы геологического дешифрирования космических снимков, показана геология кубинского шельфа и дается ряд других полезных сведений.

В начале 1985 г. работа по составлению сводной Геологической карты Кубы масштаба 1:250 000 была завершена. В марте 1985 г. на 6-ой сессии Координационно-консультативного совета Академий наук социалистических стран-участников работ по составлению Геологической карты Кубы масштаба 1:250 000 окончательный сводный вариант этой карты, предоставленный советской частью Совета, был рассмотрен, одобрен и утвержден к изданию. После этого Академия наук Кубы обратилась с просьбой к Академии наук

СССР содействовать в публикации Геологической карты Кубы масштаба 1:250 000. Эта просьба была удовлетворена. Издание карты было поручено Геологическому институту АН СССР, который в течение 1986–1988 г.г. осуществил издание карты в СССР тиражом 1500 экземпляров на средства Академии наук СССР и безвозмездно передал тираж карты Академии наук Кубы.

Содержание Геологической карты Кубы масштаба 1:250 000 и принципы ее легенды

Геологическая карта Кубы масштаба 1:250 000 охватывает всю национальную территорию Республики, включая прилежащие архипелаги островов. Она состоит из 40 стандартных топографических листов, каждый из которых соответствует 1° по долготе и $1^{\circ} 30'$ по широте. В связи со сложной конфигурацией острова Куба и его береговой линии ни один из листов полностью не захватывает сушу, а на многих из них акватория занимает значительную или даже преобладающую часть их площади. Топографическая основа карты подготовлена Кубинским институтом геодезии и картографии.

Геологическое содержание карты разработано международным коллективом геологов Академий наук социалистических стран и отражает состояние знаний по геологии Кубы на 1 февраля 1985 г.

Геологическая карта Кубы составлена в соответствии с международными стандартами, согласно которым проведена раскраска и латинская индексация выделенных на ней геологических образований. В основе карты лежит традиционный принцип, по которому цветом (или оттенком цвета) и прямыми латинскими индексами обозначены определенные хроностратиграфические уровни (системы, отделы, ярусы или части ярусов и т.д.) обоснованные палеонтологическими данными, а применительно к интрузивным магматическим и метаморфическим комплексам пород и радиологическими определениями абсолютного возраста. Такие хроностратиграфические уровни являются единными для всей карты и общими "сквозными" для всех структурно-формационных зон, отражая прежде всего возраст геологических образований.

В рамках таких хроностратиграфических уровней, возрастной объем которых определен реальными возможностями установления

возраста конкретных литолого-стратиграфических подразделений, на карте наклонными латинскими индексами обозначены названия литостратиграфических подразделений (формаций или свит, групп или серий, комплексов), составляющих латеральные ряды разновозрастных или близковозрастных разнофациальных литологических комплексов и характеризующих строение стратиграфических разрезов разных структурно-формационных зон или иных структур Кубы. Поэтому в пределах контура с одним цветом (или оттенком цвета), отвечающего какому-либо одному хроностратиграфическому уровню, на карте во многих случаях показаны наклонными латинскими индексами разные формации, группы или комплексы, причем границы между ними в этом случае изображены специальным знаком, предусмотренным в условных обозначениях, либо вообще могут отсутствовать, что отражает условность проведения границ между некоторыми разновозрастными формациями.

Всего на карте выделены и показаны геологическими индексами более 300 литостратиграфических подразделений, интрузивных и метаморфических комплексов. Среди них выделены образования юрской (9 хроностратиграфических уровней), меловой (20 хроностратиграфических уровней), палеогеновой (17 хроностратиграфических уровней), неогеновой (8 хроностратиграфических уровней) и четвертичной (6 хроностратиграфических уровней) систем. Расчленение отложений четвертичной системы проведено также на ряд литогенетических типов: морские, биогенные, пляжей и динных баров, аллювиальные, аллювиально-коллавиальные, золовые, болотные, делювиальные отложения.

На карте выделены две возрастные группы пород офиолитовой ассоциации - мезозойская и домезозойская, причем первая из них, наиболее широко развитая на Кубе, подразделена в соответствии со стандартным разрезом офиолитовой ассоциации на три части: 1) ультраосновные породы: серпентиниты, гарцбургиты, лерцолиты, верлиты и дуниты, 2) габбро - полосчатые габбро, габбро-диабазы, троктолиты и 3) комплекс параллельных даек. Верхняя вулканогенно-осадочная часть разреза офиолитовой ассоциации включена в общий ряд литологостратиграфических подразделений.

Мезозойские метаморфические комплексы, наряду с обычным лито- и хроностратиграфическим расчленением, разделены по фа-

циям метаморфизма на амфиболитовую и зеленосланцевую, соответственно высоких и низких давлений, что отражено на карте специальными цветными крапами. Кроме установленных по палеонтологическим и радиологическим данным мезозойских метаморфических комплексов, на Геологической карте показаны поля распространения метаморфических комплексов неустановленного (или спорного) возраста, в составе которых выделены 7 различных лито-стратиграфических единиц: амфиболиты, эклогиты и плагиоклаз-сланцевые сланцы Яйбо, кристаллические сланцы и гнейсы Альгарробо, кварц-мусковитовые и глаукофановые сланцы, мраморы, эклогиты и амфиболиты формации Лома ла Глория, комплекс амфиболитов Мабухина, амфиболиты, полевошпатово-эпидот-амфиболовые сланцы, гнейсы и метасилиты формации Гуира де Гуира де Хауко, флогопитовые мраморы Сьврра де Морена, глаукофаносодержащие эклогиты, амфиболиты и др.

Выделение на карте таких метаморфических комплексов без их возрастной индексации объективно отражает существующие в настоящее время трудности в определении их возраста и природы. Это вызвано либо практически полным отсутствием каких-либо данных об их возрасте, либо большим разбросом имеющихся радиологических определений возраста слагающих их пород (например, по комплексу Мабухина имеются датировки и палеозойского и мезозойского возраста), либо, наконец, в связи с неясностью их стратиграфических взаимоотношений с мезозойскими, в том числе и метаморфизованными образованиями. Тем не менее, в отношении некоторых из таких метаморфических комплексов неустановленного возраста в легенде к карте указаны со знаком вопроса наиболее вероятные по мнению редакционной коллегии трактовки их возраста (P₆, P₂, M₃ и т.д.).

Геологическая карта Кубы масштаба 1:250 000 сопровождается тремя вариантами легенды. Первый вариант, стандартный, в котором все выделенные на карте стратифицированные образования и их литологическая характеристика расположены в нисходящем по возрасту порядке по геологическим системам (четвертичная, неогеновая, палеогеновая, меловая, юрская). Затем приведено расчленение метаморфических комплексов неустановленного возраста, палеогеновых и меловых, а также юрских и более древних интрузивных комплексов и офиолитовых ассоциаций мезозойского и

домезозойского возраста. Завершается этот вариант легенды прочими образованиями, включающими разные типы дизъюнктивных нарушений, разные виды геологических границ, литологические и метаморфические крапы, а также цветные крапы, отражающие разные фации метаморфизма пород, коры выветривания, участки интенсивной гидротермальной переработки, активные интрузивные контакты и некоторые другие.

Второй вариант легенды, нестандартный, составлен применительно к структурно-формационной зональности складчатого сооружения Кубы, а также крупнейшим позднемеловым-третичным наложенным впадинам. Он реализован в виде 33 типовых стратиграфических или тектоно-стратиграфических колонок, графически привязанных к схеме структурно-формационных зон Кубы и характеризующих особенности стратиграфического (или тектоно-стратиграфического) расчленения комплексов мезозойских и кайнозойских отложений каждой из 16 структурно-формационных зон Кубы (зоны: 1. Сьерра де Лос Органос, 2. Сьерра дель Росарио, 3. Кангрэ, 4. Эсперанса, 5. Байя Онда, 6. Саса, 7. Пласетас, 8. Камахуани, 9. Ремедиос, 10. Лас Тунас, 11. Аурас, 12. Ниле-Кристалль-Баракоа, 13. Сьерра Маэстра, 14. Эскамбрай, 15. Хувентуд, 16. Асунсион) и 9 крупнейших наложенных позднемеловых-третичных впадин (1. Лос Паласиос, 2. Санто Доминго, 3. Сиенфуэгос, 4. Тринидад, 5. Сабагуан, 6. Вэртиентес, 7. Самарагуакан, 8. Кауго-Ниле, 9. Баямо-Сан Луис).

Некоторые из зон (Саса, Ремедиос, Эскамбрай) в виду сложности строения охарактеризованы несколькими стратиграфическими или тектоно-стратиграфическими колонками.

На типовых колонках показаны литология и мощности соответствующих геологических формаций, групп комплексов каждой зоны или впадины, которые привязаны к хроностратиграфическим уровням сводной легенды карты, изображенным в виде кубиков соответствующего цвета с индексами этих уровней.

Наконец, третий вариант легенды, полистный, повторяет первый, но применительно к каждому листу Геологической карты, что позволяет использовать карту не только в сводном виде, но и полистно при настольном ее изучении или при проведении полевых исследований.

Геологическое строение Кубы

Остров Куба вместе с прилегающими меньшими островами является частью современной островной дуги Больших Антил. С юга он огражден Юкатанской глубоководной впадиной и трогом Кайман, с севера – впадиной Мексиканского залива и Багамским проливом, отделяющим его от Багамской плиты Северо-Американской платформы.

В геологическом отношении Куба интересна прежде всего как пример современной зрелой островной дуги, испытавшей коллизии с Северо-Американским континентом в недавнем геологическом прошлом – в палеоцене – раннем-среднем эоцене, но тем не менее сохранившей геоморфологические и структурные черты островной дуги в результате новейших деструктивных процессов.

В геологическом строении Кубы принимают участие осадочные комплексы четвертичного периода, неогена, олигоцена и верхнего эоцена, осадочные и магматические образования нижнего и среднего эоцена, палеоцена, мела, юры, а также метаморфические комплексы как мезозойские, так и неясного возраста – возможно палеозой или даже древнее.

В структурном отношении они четко распадаются на два тектонических яруса: мезозойско-раннетретичное (до верхнеэоценовое) покровноскладчатое сооружение и перекрывающий его позднекайнозойский осадочный слабо деформированный чехол. Каждый из этих ярусов характеризуется отличным, свойственным только ему структурным планом и формационным составом отложений, разной степенью дислоцированности комплексов пород и особыми типами составляющих его тектонических структур. Кроме того, верхний ярус практически лишен магматических образований. Позднекайнозойский осадочный чехол плащеобразно, но прерывисто перекрывает все тектонические зоны мезозойско-раннетретичного покровноскладчатого сооружения. Подошва чехла во временном отношении является скользящей, хотя и проходит в хронологическом интервале в пределах среднего-верхнего эоцена, несколько поднимаясь или опускаясь по временной шкале в том или ином районе Кубы.

Чехол сложен морскими и континентальными терригенными и карбонатными породами второй половины среднего и верхнего эоцена, олигоцена, неогена и квартера, как правило очень слабо дислоцированными. Его строение и палеогеографическое строение специально рассмотрены М.Итурральде-Винентом (Iturralde-Vinent,

1977), выделявшим основные типы структур чехла и обосновавшим их конседиментационную природу. По данным бурения и сейсмических работ МОВ и МОИТ мощность позднекайнозойского чехла весьма изменчива и колеблется от первых десятков и сотен метров на склонах поднятий до 3 км и более в глубоких впадинах. Наиболее крупными являются впадины Лос-Паласиос, Вегас, Броа, Санто-Доминго, Центральная (Хатибонико), Кауго, Иипе и др. (см. рис.1). Они представляют собой типичные конседиментационные структуры, расположение которых контролировалось системой крупных сбросо-сдвигов северо-восточной, реже северо-западной ориентировки, которая разбила Кубинскую островную дугу на ряд блоков или сегментов. Эти сбросо-сдвиги, большинство из которых левосторонние, имеют конседиментационный характер, т.к. не нарушают сплошность пород, хотя их сдвиговая природа хорошо вычитывается по смещению границ главных структурно-формационных зон складчатого основания, а сбросовая составляющая – по рисунку изогипс глубин залегания подошвы чехла (Тектоническая карта Кубы, 1989).

Заполнения отложениями позднепалеозойского чехла впадины, как показал В.И.Макаров (1986), сопряжены с горными поднятиями, лишенными чехла, в виде системы синклинальных и антиклинальных складок основания большого радиуса кривизны.

Мезозойско-раннетретичное покровно-складчатое сооружение, выступающее в роли фундамента по отношению к чехлу, обладает сложным внутренним строением. По современным представлениям оно распадается на целый ряд крупных и малых тектонических зон с разными типами стратиграфических разрезов юрских, меловых и раннепалеогеновых отложений, различным их фаціальным составом, а также неодинаковым возрастом и стилем тектонических деформаций. Наиболее крупными из них, протягивающимися через весь остров с запада на восток, являются пять:

1) Северная зона с миогеосинклинальным типом юрских и меловых отложений,

2) Зона главного офиолитового шва (или **сутуры**), и краевых офиолитовых впадоктонов; главные тектонические деформации в обеих зонах имеют палеоцен-среднеэоценовый возраст и выражены в виде шарьяжей и складчатых покровов, сопровождающихся олистостромовыми комплексами;

3) Центральная зона с широким развитием меловых вулканических комплексов и интрузий гранитоидного ряда, перекрытых кампан-маастрихтскими и ранне-, среднеэоценовым молассовым комплексом;

4) Южная зона, характеризующаяся развитием юрско-меловых эпиконтинентальных терригенных и карбонатных комплексов и различных вулканогенно-осадочных серий отложений и образовавшихся по ним мезозойских метаморфических комплексов; возможно присутствие и более древних домезозойских комплексов. Время главных деформаций в зонах 3 и 4 середина кампанского века верхнего мела;

5) Юго-восточная зона с вулканоплутоническим типом разреза верхнемеловых и раннепалеогеновых отложений, испытавших покровно-складчатые деформации в среднем эоцене.

Северная миегосинклинальная зона (включая зоны Ремедиос, Кая-Кока, Камахуани, Пласетас, Эсперанса и Северную зону Сьерра дель Росарио всеми исследователями однозначно определяются как пассивная окраина Северо-Американского континента. В пределах Кубы (ее северное побережье и прилежащие архипелаговые острова) она характеризуется последовательной сменой с севера на юг условий карбонатной седиментации в юре и мелу, обстановками глубоководного карбонатного и кремнистого осадконакопления. На север, в зонах Кая-Кока и Ремедиос, она сложена 5-6 километровыми непрерывными от верхней юры до маастрихтского яруса верхнего мела разрезами мелководных органогенно-обломочных и фораминиферовых известняков, калькаренитов, доломитизированных известняков, а в верхнеюрской части разрезов и эвапоритов (ангидритов, гипсов, солей и доломитов) - группы Ремедиос, Гибара, Мартин Меса. Это преимущественно шельфовые образования, аналогичные разрезам юры и мела Багамской плиты. В верхней, маастрихтской части разреза преобладают мощные карбонатные брекчии. Они несогласно перекрываются карбонатными турбидитами палеоцен-нижне-, среднеэоценового возраста (формации Гранде, Кайбариян, Эмбракадеро ориенталь).

В направлении на юг шельфовые образования постепенно переходят в комплексы континентального склона и континентального подножья, следы которых распознаются в верхнеюрских и меловых отложениях зон Камахуани и Пласетас в Центральной Кубе и зон Эсперанса и Северная зона Сьерра дель Росарио - в Западной

Кубе. Верхнеюрско-нижнемеловая (доальбская) часть разреза этих зон представлена пелагическими биомикритовыми известняками с обилием наннопланктона, радиоляриевыми биомикритами и биокальциклитами, мергелистыми известняками и мергелями, перемежающимися карбонатными турбидитами. В обломочном материале последних представлены все разновидности пород шельфовой ассоциации. Терригенные комплексы имеют существенно сиалический состав (кварц, кварциты, слюдястые сланцы и т.д.) при резко подчиненном количестве вулканомиктового и кремнистого материала. Мощность этой части разреза достигает 1100–1200 м в зонах Камахуани (формации Троча, Маргарита, Парайсо) и 600 м в более южной зоне Пласетос (формации Констансия, Велос). В верхней альб-туронской части разреза зоны Камахуани (формация Мата) и альб-сеноманской зон Пласета (формация Санта Тереза) и Эсперанса господствующее положение занимает радиоляриевые кремни и тонкослоистые кремнистые сланцы, среди которых турбидиты и пелагические известняки образуют лишь подчиненные прослои. Одновременно резко сокращается мощность разреза до 100–200 м, который приобретает конденсированный характер. Скорость осадконакопления в альб-сеномане по данным А. Пшулковского не превышает 1 м/млн лет, а глубина достигала 2000–2500 м и более. Все это указывает на быстрое углубление области седиментации на рубеже раннего и позднего мела, что было свойственно всему континентальному склону Северо-Американской окраины и обычно связывается с эвстатическим понижением уровня моря.

Другой характерной особенностью юрско-мелового разреза южной части Северной зоны являются повсеместно проявленный крупный перерыв в осадконакоплении между сеноманом (или туроном) и маастрихтом, отсутствующий в разрезах северной части зон. Этот перерыв не сопровождается сколько-нибудь существенным угловым несогласием. Вышележащие маастрихтские отложения структурно согласно налегают на разные горизонты сеномана или турона. Поэтому этот перерыв вероятнее всего следует связывать с эрозионными воздействиями мощных глубинных морских течений, возникших в связи с резким углублением бассейна в середине мела и ориентированных вдоль континентального склона. Эти течения прекратились в конце кампана в результате изменения палеогеографической обстановки, приведшей к накоплению маастрихтских мелководных карбонатных брекчий с обломками кремнистых пород, калькарудитов и

кальцилититов, мощность которых изменяется от 50 до 500 м (формации Амаро, Лутгарда).

В палеоцене – раннем и среднем эоцене Северная тектоническая зона испытала мощные тектонические деформации коллизионного типа сначала в виде шарьяжеобразования, затронувшего как комплексы отложений самой зоны, так и комплексы смежных с нею зон, что выразилось в образовании краевых офиолитовых аллохтонов, надвинутых с юга на осадочные комплексы Северной зоны, а затем в складчатости более ранней покровной структуры. Процессы шарьяжеобразования сопровождались формированием палеоцен-ранне, среднеэоценовых олистостромовых комплексов, прослаивающих тектонические пластины. Состав олистостромовых комплексов прямо зависит от состава тектонических пластин, в парагенезе, с которыми они находятся. Среди шарьяжных пластин, сложенных существенно карбонатными породами зон Ремедиос и Камахуани, олистостромы имеют существенно монокомпонентный карбонатный состав олистолитов (формация Вега или Брекчия Сагуа), а среди пластин, образованных отложениями зоны Пласетас, и краевых офиолитовых аллохтонов, развиты олистостромы поликомпонентного состава, нередко (офиолитовокластового (формация Вега Альта). Олистостромы обоих типов характеризуются тонким алевролитовым бесструктурным матриксом и достигают мощности от 250 до 2500 м.

Зона Главного офиолитового шва представляет собой сутуру раздавленного окраинноморского бассейна, располагавшегося между Северо-Американской континентальной окраиной и прото-Кубинской меловой островной дугой как трактуется всеми исследователями Центральная зона.

Собственно зона Главного офиолитового шва по данным геофизических исследований (Бовенко и др., 1978; Шейн и др., 1978; Буш, Щербакова, 1986) представляет собой выполненную ультраосновным материалом зону разлома шириной 5–10 км, погружающуюся на юг под углом 65° до глубины 55 км. Этой зоне соответствует регионально выраженная смена гравитационного и магнитного полей и ступенчатое изменение мощности земной коры по сейсмическим данным. На поверхности она трассируется системой крупных ультрабазитовых массивов, в морфологическом и структурном отношении представляющих собой ряд тектонических пластин, блоков и плоских синформных тел. По результатам бурения и геофизическим данным суммарная мощность пакетов офиолитовых аллохтонных пластин достигает 4 км.

Разрез офиолитовых пластин характеризуется типичной для этих образований последовательностью залегания пород. По данным А.Л.Книппера (1975), И.Канчева с соавторами (Kantchev et al., 1978) и более поздних исследований Е.Фонсеки, В.И.Зелепутина и И.Эрдия (1985), основание разреза пластин сложено в различной степени меланжированными серпентинитизированными дунитами и гарцбургитами до 1000–2000 м мощности. В красной зоне офиолитового шва в ультрабазитах отмечается большое количество блоков метаморфических пород преимущественно меланократового состава и, в частности, гранатовых амфиболитов и эклогитов. В Камагуэе, где степень тектонизации меньшая, можно наблюдать стратификацию офиолитовых комплексов.

Здесь выше меланжированных ультрабазитов залегают тектонизированные полосчатые оливиновые габбро, троктолиты, анортозиты и амфиболовые габбро (мощность от 100 до 1000 м). Они сменяются комплексом параллельных диабазовых даек (до 700–1500 м), который постепенно переходит в подушечные вариолиты, спилиты и диабазы с редкими прослоями кремнистых пород и архиллитов (мощность почти до 600 м), объединенных в последние годы в формацию Суррапандилья. Петрохимические особенности вулканических пород позволяют их относить к толеитовой серии океанического типа (Фонсека и др., 1985; Итурральде-Вишент, 1989).

Центральная зона, важнейшей особенностью которой является широкое развитие меловых, допозднекампанских магматических пород, как эффузивных, так и интрузивных, занимает основную часть острова Куба. В Центральной Кубе она выделяется под названием зоны Саса в западной части и зоны Лас Тунас – в восточной, на востоке Кубы – в качестве зоны Аурас, а в Западной Кубе – зоны Байя Онды. Отнесение образований Центральной зоны к меловой вулканической островной дуге в настоящее время является общепризнанной точкой зрения.

Главную роль в строении Центральной зоны играют мощные (до 6–7 км мощности) меловые вулканогенные и вулканогенно-осадочные серии андезитового, андезито-дацитового и андезито-базальтового состава. Нижняя часть этого сложно построенного вулканогенно-осадочного комплекса, которая датирована по фауне аптальбом (формация Матагуа), либо альб-туроном (формация Гуаймаро) (хотя нельзя исключить вероятность присутствия в плазах

разреза и более древних нижнемеловых образований), образована преимущественно вулканическими породами – лавами, лавобрекчиями, туфами андезито–базальтового, базальтового андезито–дацитового, иногда дацитового состава, включающими редкие и маломощные горизонты известняков. Мощность нижней части разреза достигает 3500–4000 м., причем, основание разреза нигде не вскрыто. Предполагается, что оно представлено амфиболитовым комплексом Мабухина, выступающим в виде тектонически ограниченных блоков на севере Эскамбрая, в Центральной Кубе. Возраст этих амфиболитов является предметом дискуссии в связи с большим разбросом датировок абсолютного возраста – от 480–530 млн. лет до ПП 7 50 млн. лет.

Вышележащая часть разреза образована вулканогенно–осадочной серией сеномана, турона, коньяка и нижнего кампана (формации Провинсиаль, Сейбабо, Бруха, Контрамаэстра, группа Тасахеро), а в Восточной Кубе, в зоне Аурас, и нижнего маастрихта (формация Иберия). Для нее характерна частая неправильная перемежаемость различных туфов андезито–дацитового состава, вулканических песчаников, тефроидов, туффитов, туфоконгломератов, линзовидных тел известняков с лавами базальтов, андезитов и дацитов. Мощность серии 2000–2500 м.

Более высокие части разреза мелового вулканогенно–осадочного комплекса известны на севере зоны Саса (в провинции Вилья Клара). Но особенно широко развиты в зоне Лас Тунас, где они со слабым эрозийным несогласием перекрывают описанную выше вулканогенно–осадочную серию. Породы представлены нижнекампанской латерально изменчивой вулканической серией до 2000 м мощности, сложенной лавами и брекчиями андезитов, пачками туфов андезито–дацитового состава (формация Видот), которые в северном направлении вкост простирания зоны замещаются более кислой дацито–риолитовой серией (формация Коабилья), образованной лавами, туфами, туффитами с прослоями мергелей и известняков. На севере зоны Саса нижнекампанские вулканиты (формация Карлота) имеют существенно андезито–базальтовый состав.

По петрохимическому и геохимическому составу (Villalvilla Carlo, Litavatti, 1989) вулканогенные породы Центральной зоны относятся к типичной известково–щелочной серии островодужного типа.

Меловые вулканические и вулканогенно–осадочные серии

Центральной зоны, испытавшие складчатые дислокации в середине кампанского века позднего мела, прорваны сложным многофазным интрузивным комплексом гранитоидного состава. В его составе выделены в качестве первой фазы внедрения крупные субвулканические тела риолитов, дацитов, гранодиоритов и кварцевых диоритов. Главная интрузивная фаза представлена большими массивами плагиогранитов, гранодиоритов, тоналитов, включающими тела граноспелитов, сиенитов и тоналитов. Завершающая фаза характеризовалась внедрением относительно небольших интрузивных тел и многочисленных даек гранитов, плагиогранитов, диоритов и габбро. Возраст интрузивного комплекса однозначно определяется как середина кампана как по данным датировок абсолютного возраста (Сомин, Мильян, 1981), так и по стратиграфическим взаимоотношениям с отложениями верхнего кампана.

На меловых вулканических сериях и прорывающих их гранитоидах с резким структурным несогласием и базальными конгломератами в основании залегают различные горизонты карбонатно-терригенного комплекса отложений наложенных впадин. В одних местах разрез этих отложений начинается конгломератами, песчаниками, алевролитами и известняками с органическими остатками верхнего кампана и маастрихта (формация Дуран и др.). В других – базальные конгломераты сразу сменяются вверх по разрезу мелководными известняками маастрихта (формации Сан Педро, Кантабрия, Персеверансия и др.). Мощность этого комплекса отложений, отличающегося прерывистым распространением, измеряется первыми сотнями метров. Верхняя часть комплекса отложений наложенных впадин, отделенная от нижней локально развитым азимутальным несогласием, представлена карбонатными и терригенными (местами с конгломератами и олистостромоподобными микститами – формация Тагуаско) отложениями палеоцена (могут выпадать из резерва), нижнего и нижней половины среднего эоцена (формации Вакчерия, Флорида, Вертиентес и др.). Их мощность изменяется от 200 до 1500–2000 м.

По стилю деформаций комплекс отложений наложенных впадин резко отличается от подстилающего вулканогенно-осадочного комплекса простыми относительно пологими складками, осложненными разломно-глыбовыми дислокациями сдвигового или сбросо-сдвигового характера.

Описанные структурные особенности свойственны Центральной зоне в пределах зон Саса и Лас Тунас (Западная и Центральная Куба). В восточной части Кубы (зоны Аурас и Нипе-Кристалл-Баракоа) Центральная тектоническая зона, сложенная меловыми островодужными вулканическими сериями, имеет иное строение. Во-первых, возраст меловых вулканогенно-осадочных серий на севере Центральной зоны (зона Аурас) (формации Иберия, Хикима) здесь поднимается до раннего маастрихта включительно и, следовательно захватывает интервал времени формирования терригенно-карбонатных отложений наложенных впадин в Центральной и Западной Кубе. Во-вторых, Центральная зона в пределах Восточной Кубы имеет ярко выраженную дивергентную (с движением масс на север в зоне Аурас и на юг в зоне Нипе-Кристалл-Баракоа) покровно-складчатую структуру, не имеющую аналогов в остальных частях Кубы. Судя по широкому развитию в покровно-складчатых структурах поликомпонентных офиолитово-класовых олистостром (формация Ягуахай) позднемаастрихт-палеоценового возраста, именно с этим временем были связаны главные деформации и покровообразование в Центральной зоне на востоке Кубы. В осевой части последней развиты крупнейшие на Кубе массивы ультрабазитов (Пинарес де Майри, Кристалл и др.), которые, судя по интенсивным гравитационным положительным аномалиям, до 160-180 мгалл, уходят своими корнями в мантию. Они трансгрессивно перекрыты кампан-маастрихтскими офиолитокластовыми конгломератами (формация Пикота) и экструзивными пирокластическими образованиями основного и ультраосновного состава и флишево-олистостромовыми отложениями позднего маастрихтс.-палеоцена (формация Микара). Такой характер структуры Центральной зоны на востоке Кубы получает свое логическое объяснение, если признать, что в эту зону в конце кампан-маастрихте внедрился мантийный диапир, подъем которого привел к расколу островной вулканической дуги и последующему в конце маастрихта-палеоцене тектоническому перемещению ее северной и южной частей в противоположные стороны с образованием систем тектонических покровов и сопровождавших их олистостром. Над диапиром возник рифтогенный прогиб, образование которого и хронологически и генетически видимо было связано с Ксатанской впадиной (Тектоника Республики Куба, 1989), но в отличие от последней, время существования этого прогиба было недолгим. В конце средне-го эоцена в связи с охватившими Восточную Кубу коллизионными

процессами он замкнулся и был деформирован.

Южная тектоническая зона, объединяющая Эскамбрай, остров Хувентуд, частично регион Пинар дель Рио (зоны Сьерра де лос Органос, южная зона Сьерра дель Росарио), характеризуется развитием юрско-меловых терригенных и карбонатных, реже вулканогенно-терригенных и вулканогенно-карбонатных отложений и образовавшихся по ним мезозойских (в основном позднемеловых) метаморфических комплексов.

Наиболее древними мезозойскими отложениями Южной зоны являются терригенные песчано-глинистые отложения нижней, средней и верхней (до нижнего оксфорда) юры, формировавшиеся в мелко-водных и прибрежно-морских (дельтовых) условиях в обширном эпиконтинентальном бассейне (формации Сан-Каэтано, Наранхо, Каньяда и др.). Они образованы существенно кварцевыми, реже аркозовыми и субаркозовыми песчаниками, алевролитами и гравелитами с многочисленными растительными остатками ранне-среднеюрского возраста. В верхних частях разреза этих отложений появляются горизонты известняков с фауной аммонитов нижнего оксфорда. Более глубоководный флишевый характер эти отложения приобретают лишь в южной зоне Сьерра дель Росарио (формации Кастильяно). Мощность юрского терригенного комплекса 2000 м и более. Состав песчаников и зрелая степень обработки обломочного материала указывает на то, что источником сноса служила обширная суша, сложенная сиалическими породами. Однако, местонахождение континентальных массивов оценивается различно. Одни считают, что снос обломочного материала шел с Флориды (Сомин, Мильян, 1981), другие - с Юкатана (Худолей, 1968; Meyerhoff, Hatten, 1974; Ryszczkowski, 1987 и др.), третьи - с Гвианского щита Южной Америки (Anderson, Schmidt, 1983; Klitgard et al., 1984; Рябухин и др., 1983, Моссаковский и др., 1987). Седиментационные исследования юрских терригенных отложений региона Пинар дель Рио Г. Качевского (Naczewski, 1976) показали, что основной снос шел с юга или юга-запада.

Комплекс юрских терригенных отложений согласно перекрыт существенно карбонатным комплексом, возраст которого по палеонтологическим данным определяется в интервале от позднего оксфорда до туронского века позднего мела включительно. Стратиграфия этого комплекса довольно сложная, в его составе выделен целый ряд формаций и более частных подразделений, главными среди

которых являются формации Хагуа, Гуасаса в зоне Сьерра де лос Органос, Артемиса в южной зоне Сьерра дель Росарио и Сан Хуан – в Эскамбрае. В нижней части разреза преобладают массивные известняки (калькарениты, кальцерудиты, микриты), часто доломитизированные, в верхней части – слоистые известняки (микриты, кальцелюлиты и биомикриты с наннопланктоном, радиоляриями и тинтинитами), в которых распространены включения и прослои кремней. Мощность карбонатного комплекса достигает 1000–1300 м.

В зоне Сьерра де лос Органос этот комплекс после значительного стратиграфического перерыва, но структурно совершенно согласно перекрывается тонкослоистыми пестроцветными микритовыми и мергелистыми известняками формации Анкон раннепалеоценового возраста, мощность которых не превышает 50 м.

На о-ве Хувентуд и в Эскамбрае описанные выше терригенный и карбонатный комплексы испытали зональный метаморфизм в амфиболитовой и зеленосланцевой фациях (Сомин, Мильян, 1981). Время метаморфизма по многочисленным определениям радиологического возраста 73–80^{±6} млн. лет (Сомин и др., 1985) отвечает кампану.

В Эскамбрае и в меньшей мере в зоне Сьерра де лос Органос наряду с терригенными и карбонатными комплексами юры и мела (неметаморфизованными и метаморфизованными) фрагментарно развиты разновозрастные отложения иного типа, среди которых значительное место занимают вулканогенные породы основного состава – формации Чиспа и Хибаква и особенно формация Ягуанаво. Последняя представлена чередованием пачек тонкослоистых карбонатных, кремнистых и туфогенных пород, в т.ч. зеленых сланцев с горизондами базальтов, линзами габбро и диабазов и согласными пластовообразными телами серпентинитов, которые могут достигать нескольких сот метров мощности при протяженности до 2 км. Возраст этой формации обоснован фаунистически и определен как поздняя юра – ранний мел. Мощность таких образований достигает не менее 500 м.

Характерной чертой Южной зоны является присутствие в ее составе аллохтонных пластин метаморфизованных пород – кристаллических сланцев Альгарробо, амфиболитов Яяво, гнейсов Гуаяво, которые, вероятно, являются фрагментами домезозойского, может быть и докембрийского сиалического фундамента, на котором накапливались раннемезозойские эпиконтинентальные терригенные и карбонатные отложения Южной зоны. Вопрос этот дискуссионный, т.к.

радиометрические определения возраста этих пород из-за большого разброса цифр не дадут однозначного ответа. Но мы склоняемся именно к такому мнению.

Тем не менее эти данные, а также большое сходство в строении и возрасте раннемезозойских терригенных отложений Южной зоны Кубы с соответствующими породами эпиконтинентального чехла северной окраины Южной Америки (группы Каракас, Сутре) (Рябухин и др., 1963), позволяют нам рассматривать юрские терригенные комплексы Южной зоны Кубы в качестве отложений чехла Южно-Американской пассивной континентальной окраины, испытавшей в конце юры — начале мела рифтогенез и раздробление. Отторгнутые фрагменты этой окраины (микроконтиненты, террейны), включающие как сиалический фундамент, так и перекрывающий его чехол, были перемещены на север и в результате коллизии в позднем мелу вошли в состав Кубинской островной дуги.

Юго-восточная зона Кубы, известная под названием зоны Сьерра Маэстра или зоны Кайман, выделена только в южной части Восточной Кубы. Она не имеет своих аналогов в остальных частях Кубы. Ее продолжение по данным подводного бурения и геофизическим исследованиям намечается в подводном хребте Кайман и в северной части подводного Никарагуанского поднятия. Эта зона характеризуется широким развитием ранне-, среднепалеогеновой вулканоплутонической ассоциации островодужного типа, которая формировалась на разнотипном фундаменте, образованном мелководными вулканическими или терригенно-карбонатными комплексами, ультрабазитовыми массивами и т.д., как в пределах непосредственно зоны Сьерра Маэстра, так и на краях зон Нипе-Кристалль-Баракоа и Аурас.

В зоне Сьерра Маэстра наиболее древними являются меловые отложения, вскрытые в разрозненных тектонических окнах среди ранне-среднепалеогеновых вулканогенно-осадочных пород на южном склоне одноименной горной системы. К ним относятся формация Туркино апт-туронского возраста, сложенная аргиллитами, известковистыми алевролитами и конгломератами с пачками туфов и агломератов среднего состава, видимая мощность которых не превышает 500 м, и кампан-маастрихтская формация Бруха Ориенталь, сложенная туфогенными песчаниками и алевролитами с горизонтами известняков, гравелитов и конгломератов до 300 м видимой мощности. Стратиграфические взаимоотношения этих двух

формаций не известны.

Важнейшим членом разреза отложений зоны Сьерра Маэстра является палеоцен–среднеэоценовая формация Эль Кобре, образованная андезитами, агломератами, гиадокластитами, туфами и туффитами среднего состава, а также андезито–базальтами. В подчиненном количестве развиты андезито–дациты, риолиты и прослои известняков с примесью туфового материала. По петрохимическим данным это в целом типичная известняково–щелочная дифференцированная вулканическая серия. Формация Эль Кобре отличается сильной латеральной изменчивостью – вулканогенные и вулканогенно–осадочные фации по простиранию, особенно в верхней половине формации, нередко замещаются существенно обломочными вулканомиктовыми породами, известковистыми туффитами, псаммитами турбидитового типа и известняками с примесью вулканического материала (подформация или ассоциация Пилон). В других местах большое развитие получают кислые туфы, агломераты, игнимбриты (подформация или ассоциация Хонголосонго). Микрофауна из пород формации Эль Кобре свидетельствует о широком возрастном интервале – от позднего мела до среднего эоцена. Учитывая, что меловая микрофауна является переотложенной, формацию Эль Кобре датируют палеоценом – средним эоценом, хотя позднемеловой возраст ее низов возможен. В тесной ассоциации с вулканическими породами формации Эль Кобре находятся многочисленные дайки и субвулканические тела диабазов, диорит–порфиритов, гранит–порфиров и сиенит–порфиров, а также полнокристаллические интрузивные массивы кварцевых диоритов, тоналитов и плагиогранитов и монзонитов. Мощность формации оценивается в 800–1000 м, хотя эта цифра весьма приблизительна, учитывая то, что стратиграфический контакт формации нигде не вскрыт. Кроме того породы формации, особенно там, где преобладают осадочные образования, очень сильно дислоцированы вплоть до образования лежащих и опрокинутых складок и многочисленных тектонических покровов.

В северном направлении, на краю зоны Нипе–Кристалль–Баракоа, формация Эль Кобре замещается разновозрастными формациями: конгломератами, туффитами и мергелями (формация Гран Тиера), трансгрессивно залегающими маломощными (50–200 м) органогенными и органогенно–обломочными известняками средней части среднего эоцена (формации Чарко Редондо и Пуэрто Бониато), а выше туфогенно–молассовой толщей среднего–верхнего эоцена (формации Сан Луис, Сагуа и их аналоги), мощностью свыше 700 м.

Время основных деформаций в пределах зоны Сьерра Маэстра в том числе и шаржеобразования, особенно сильно проявленного в южной части зоны, средний – поздний эоцен.

История развития

Особенности строения мезозойских и кайнозойских отложений, магматических и метаморфических комплексов Кубы, свойственная им разнородная структурно-формационная зональность, а также одновременность и разнотипный стиль тектонических деформаций, проявленных в разных зонах, указывают на исключительную сложность и тектоническую неоднородность современного геологического строения Кубы, особенно ее раннеальпийского складчатого основания. Не менее сложна и богата тектоническими событиями и история формирования Кубинской островной дуги.

Как это следует из предыдущего изложения, в пределах Кубы тесно соседствуют не только по латерали, но и по вертикали, нередко тектонически перекрывая друг друга, зоны развития мезозойских отложений окраинноматерикового, островодужного и других типов, например, зоны Сьерра де лос Органос, Сьерра дель Росарио и Байя Онда на западе Кубы, зоны Камагуани, Пласетас и Саса – в Центральной Кубе, зоны Ремедиос, Лас Тулас и Аурас на востоке Кубы. На зонах с палеоцен-эоценовым возрастом покровно-складчатых деформаций (зоны Эсперанса, Сьерра дель Росарио в Западной Кубе, зоны Ремедиос и Камагуани – в Центральной Кубе) сверху в виде огромных тектонических покровов лежат кампанские складчатые комплексы со слабдеформированным поздне меловым-эоценовым орогенным чехлом, принадлежащие соответственно зоне Байя Онда на западе и зоне Саса в центре Кубы. Образования островодужного типа зоны Саса тектонически контактируют с поздне мезозойскими и более древними метаморфитами Эскамбрай, надвинутыми или пододвинутыми под нее и характеризованной скорей всего отторженцами Южно-Американской континентальной окраины.

Все это свидетельствует о большой роли в процессах формирования современной структуры Кубы крупномасштабных горизонтальных тектонических перемещений разнородных блоков земной коры с разной историей развития, их отодвигания, раздробления и тектонического оживления. Эти вопросы надо было специально рассмотреть.

трены в другой работе – в книге "Тектоника Республики Куба" (объяснительная записка к Тектонической карте Кубы масштаба 1:500 000) /1989/. Здесь же мы их коснемся в более сжатом виде.

Сразу надо подчеркнуть, что структурообразующие процессы в различных частях Кубинской островной дуги протекали различным образом. Имевшийся фактический материал однозначно свидетельствует об этом.

В Центральном сегменте Кубы, ограниченном на западе Главным Линарским разломом, а на востоке – разломом Манати-Баконао (между зонами Лас Тунас и Аурас) представлена наиболее полная для Кубы последовательность разнородных структурно-формационных зон, с севера на юг: 1) структурно-формационные зоны Северо-Американской пассивной континентальной окраины (Ремидлос, Камахуани, Пласетас) с палеоцен-эоценовым возрастом покровно-складчатых деформаций; 2) Главный офиолитовый шов (сутура) и сопровождавшие его краевые офиолитовые и островодужные аллохтоны, надвинутые в палеоцене-раннем-среднем эоцене на комплексы Северо-Американской континентальной окраины; 3) структурно-формационные зоны вулканической дуги (Саза, Лас Тунас с кампанским возрастом складчатости; 4) зона развития позднемезозойских и допозднемезозойских метаморфизмов Эскамбрая и о-ва Хувентуд-фрагментов чехла и фундамента Южно-Американской континентальной окраины, покровно-складчатая структура которых также имеет кампанский возраст.

Из анализа структурных взаимоотношений перечисленных выше групп структурно-формационных зон и времени проявлений в них тектонических деформаций вытекает, что Центральный сегмент Кубинской островной дуги сформировался в результате по крайней мере двух коллизий – позднемеловой кампанской и палеоцен-ранне-среднеэоценовой.

Первая, кампанская, коллизия выразилась в столкновении существовавшей в прото-Карибском бассейне с начала мела активной вулканической дуги (зоны Саза и Лас Тунас) с дрейфовавшими на север фрагментами Южно-Американской континентальной окраины (Эскамбрай, о-в Хувентуд и др.), что подтверждается не только непосредственными тектоническими взаимоотношениями этих зон, но и одинаковым возрастом складчатых и покровно-складчатых деформаций в этих зонах, а также одновременным проявлением в них позднемелового гранитоидного магматизма. С этим же моментом

геологической истории связан зональный метаморфизм амфиболитовой и зеленосланцевой фации высоких давлений в Эскамбрае и низких давлений на о-ве Хувентуд. Следствием первой коллизии явилось преобразование меловой вулканической дуги в прото-Кубинскую островную дугу с гетерогенным позднемеловым (кампанским) складчатым фундаментом, на склонах и в депрессиях которой стали накапливаться чехольные кампан-маастрихтские и ранне-среднеэоценовые молассовые и терригенно-карбонатные комплексы отложений. Коллизия с микроконтинентом блокировала зону субдукции на южном крае вулканической дуги, в связи с чем магматические проявления на большей части новобразованной прото-Кубинской островной дуги прекратились, но быстро возобновились на ее северном крае, где возникла новая крупная зона поддвига с падением на юг под дугу. Ее примерное положение восстанавливается по расположению Главного офиолитового шва Кубы.

С этого момента, отвечающего середине или второй половине кампанского века, начался процесс редукции северной части прото-Карибского бассейна в связи с пододвиганием его океанической коры под прото-Кубинскую островную дугу, завершившийся в ранне-среднем эоцене коллизией прото-Кубинской островной дуги с Северо-Американской континентальной окраиной. Следствием этой второй коллизии явилось формирование покровной тектонической структуры в северной части Кубы с надвиганием горных масс в том числе выжатых пластин офиолитового состава на север в пределы Северо-Американской континентальной окраины, что сопровождалось образованием мощныхolistостромовых комплексов ранне-среднеэоценового возраста.

Процесс формирования Центрального сегмента современной Кубинской островной дуги на этом не закончился. Со второй половины среднего эоцена, т.е. после завершения второй коллизии, все покрочно-складчатые и складчатые зоны, консолидированные в единое складчатое основание, стали ареной накопления терригенно-карбонатного осадочного чехла. Примерно в это же время начались деструктивные процессы в прилегающей к коллизионной зоне части Северо-Американской континентальной окраины, приведшие к образованию линейных депрессионных структур типа Багамского пролива, восстановившие морфологический облик Кубинской островной дуги как самостоятельного структурного элемента Карибского региона.

Западный сегмент Кубинской островной дуги, расположенный

к западу от Главного Пинарского разлома, имеет иное геологическое строение и иную историю формирования. В этом сегменте в непосредственных тектонических взаимоотношениях находятся структурно-формационные зоны Северо-Американской континентальной окраины (зоны Эсперанса, Северная зона Сьерра дель Росарио) и осадочного чехла Южно-Американской континентальной окраины (зоны Сьерра де лос Органос, Южная зона Сьерра дель Росарио, метаморфиды зоны Кангрэ). И те и другие имеют одинаковый поздне-палеоценовый-ранне-среднеэоценовый возраст покровно-складчатых деформаций. Более ранних деформаций мезозойские и раннепалеоценовые отложения всех этих зон, судя по структурно согласному их залеганию, не испытали. Из этого можно сделать однозначный вывод о том, что Западный сегмент Кубинской островной дуги сформировался в результате одной единственной коллизии в палеоцене-первой половине эоцена Северо-Американской континентальной окраины и микроконтинента южно-американского происхождения, в результате которой сорванный с этого микроконтинента осадочный юрско-меловой чехол в виде шарьяжей и крупных тектонических покровов был надвинут на одновозрастные комплексы Северо-Американской континентальной окраины. Вероятно, в это же время произошло надвигание на комплексы Северо-Американской континентальной окраины и мезозойских островодужных и офиолитовых комплексов зоны Байя Ондя, находящихся в аллохтонном положении на севере Западного сегмента Кубы и подстилаемых теми же палеоцен-эоценовыми олистростромами, которые прослаивают покровную тектоническую структуру всех остальных структурно-формационных зон Западной Кубы, хотя кинематика и направление тектонических перемещений комплексов зоны Байя Ондя до настоящего времени не ясны. Как и в Центральной Кубе, начиная со второй половины среднего эоцена в пределах всего Западного сегмента Кубинской островной дуги начались процессы формирования позднекайнозойского осадочного чехла.

История формирования Восточного сегмента Кубинской островной дуги также отличалась большим своеобразием. В течение большей части мелового периода и вероятно в юре геологические процессы в его пределах происходили так же как и в Центральном сегменте, о чем свидетельствует сходный, но не вполне идентичный, латеральный ряд структурно-формационных зон мезозойских отложений, находящихся в аналогичных тектонических соотношении-

ях: 1) на севере (зона Ремедиос или Гибара) распространены характерные существенно мелководные карбонатные разрезы меловых отложений, свойственные Северо-Американской континентальной окраине, с палеоценовым возрастом покровно-складчатых дислокаций; 2) с юга к ним примыкает Главный офиолитовый шов Кубы с характерными краевыми офиолитовыми аллохтонами, надвинутыми в палеоцене на комплексы Северо-Американской континентальной окраины; 3) далее следует широкая полоса развития меловых островодужных вулканогенно-осадочных комплексов (зоны Аурас и Ниле-Кристалль-Баракоа), хотя возрастной объем этих комплексов в разных зонах различен; в более северной зоне Аурас он занимает интервал времени от альба до первой половины маастрихта включительно, что не свойственно аналогичным образованиям Центрального сегмента, а в более южной зоне Ниле-Кристалль-Баракоа возраст этих же комплексов не поднимается выше раннего кампана, т.е. тот же, что в Центральном сегменте; 4) наконец, на крайнем юго-востоке Кубы (зона Асунсион) развиты, хотя и не так широко как в Центральной Кубе, метаморфизованные терригенные и карбонатные толщи юры и мела эпиконтинентального происхождения, которые по общему мнению сопоставимы с одновозрастными метаморфизованными и неметаморфизованными комплексами Эскамбрая и о-ва Хувентуд Центральной Кубы.

Исходя из этого, можно прийти к заключению, что по крайней мере до конца мелового периода Восточный сегмент Кубинской островной дуги развивался, хотя и несколько асинхронно, но по сценарию, свойственному Центральному сегменту, а именно, сначала, в середине кампана произошла коллизия микроконтинента южноамериканского типа с южным краем меловой вулканической дуги, а затем, в палеоцене — вторая коллизия, на этот раз прото-Кубинской островной дуги с Северо-Американской континентальной окраиной.

Однако, со второй половины кампана развитие Восточного сегмента Кубинской островной дуги пошло по другому пути. И вызвано это было процессами мантийного диапиризма, обусловившими образование Икатанской глубоководной впадины, которые частично захватили и Восточную Кубу.

В Восточном сегменте Кубинской островной дуги эти процессы вызвали ее продольный раскол в конце кампана и последующее дивергентное на север и юг перемещение меловых островодужных

комплексов. В осевой зоне раздвижения в течение маастрихта и палеоцена сформировался относительно неширокий мелководный рифтогенный прогиб с корой субокеанического типа, своего рода недоразвитый восточный апофиз Ккатанской впадины, в котором накапливались терригенные и туфогенные турбидиты, состоящие в значительной мере из перетолженного ультрабазитового материала, а так же мелководные органогенно-обломочные известняки, отлагавшиеся на относительных поднятиях.

Северные фрагменты расколотой прото-Кубинской островной дуги, на которых вулканизм продолжался и в раннем маастрихте, оказались надвинутыми в виде серии тектонических покровов, расслоенных палеоценовыми олистостромами, на край Северо-Американского континента, а южные — в качестве покровно-складчатого основания вошли в состав новообразованной вулканической дуги, возникшей на южном крае Восточной Кубы (зона Сьерра Маэстра) в палеоцене и активно развивавшейся в течение раннего и среднего эоцена. Западное продолжение этой вулканической дуги прослеживается в подводном хребте Кайман, обрамляющем с юга Ккатанскую глубоководную впадину.

Процесс разрастания мантийного диапира, как и активный вулканизм в дуге Сьерра Маэстра, прекратились в конце среднего эоцена, когда произошел мощный импульс тектонического сжатия, объединивший все зоны Восточной Кубы в единое покровно-складчатое сооружение.

Таким образом, рубеж, падающий на интервал времени от середины среднего до начала позднего эоцена, стал переломным в истории формирования Кубинской островной дуги. С этого времени она вошла в новый, зрелый этап своего развития, в котором продолжает оставаться и в настоящее время. Для этого этапа характерным являются прекращение какой-либо магматической деятельности и повсеместное, хотя и прерывистое формирование в мелководных морских или континентальных условиях позднекайнозойского осадочного карбонатно-терригенного чехла, происходящее в депрессиях надводной части дуги и на обрамляющем ее шельфе.

Каким путем пойдет дальнейшее развитие Кубинской островной дуги — вопрос сложный, но несомненно, что история ее формирования еще не закончена. Карибский регион, одним из главных структурных элементов которого является островная дуга Больших Антилл и Куба, в частности, представляет собой тектонически активную

область, которую в будущем ожидают крупные тектонические события.

Проблема метаморфических комплексов Кубы

Метаморфические комплексы Кубы сосредоточены в двух структурных позициях: во включениях в серпентинитах главного офиолитового пояса Кубы в обломочном материале, связанных с ним олистостромов и в виде значительных по площади выходов метаморфических пород в массиве Эскамбрай и на о-ве Хувентуд.

Среди метаморфических пород массива Эскамбрай на геологической карте масштаба 1:250 000 нами выделяется три разновозрастных структурно-фациальных комплекса (Моссаковский и др., 1986).

Первый объединяет метатерригенно-карбонатные и метавулканогенные породы ядра антиформы Эскамбрай. Породы этого комплекса метаморфизованы в условиях зеденсланцевой и эпидст-амфиболитовой фации метаморфизма, содержат остатки позднемезозойской фауны (Сомин, Мильян, 1972, 1981), на основании чего возраст метаморфизма пород этого комплекса принят позднемезозойским. Второй структурно-фациальный комплекс включает высокометаморфизованные породы, слагающие крылья антиформы Эскамбрай. К ним относятся кристаллические сланцы Альгарробо, амфиболиты Лябо и сланцы формаций Ла Глория. Минеральные парагенезисы этой серии носят сложный полиметаморфический характер (Сомин, Мильян, 1981; Моссаковский и др., 1986; Добрецов и др., 1987). По имеющимся в настоящее время данным (Добрецов, Добрецова, 1989) в составе этой метаморфической серии можно наметить два фациальных ряда. Первый ряд включает породы умеренных давлений. Этот ряд регрессивный. Наиболее ранние парагенезисы его представлены реликтовой ассоциацией граната и клинопироксена в гранат-глаукофановых сланцах и амфиболитах свиты Лябо. Вероятно, с этим же этапом метаморфизма связано происхождение реликтового клинопироксена в глаукофановых сланцах и метабазитах Альгарробо и реликтового клинопироксена в собственно сланцах Альгарробо. Следующий этап метаморфизма выразился в появлении в метабазитах и эклогитах парагенезиса граната, амфибола, глаукофана и альбита, а в лейкократовых породах – ассоциации кварца, светлой слюды, граната и альбита.

Второй ряд включает породы повышенных давлений. Представлен

экологитами, характеризующимися прогрессивной зональностью в гранатах и клинопироксенах и имеющими переходы с гранат-глаукофановыми сланцами.

Возраст высокометаморфизованных пород, фациальная принадлежность и их положение в структуре Кубы остаются неясными и являются предметом постоянной дискуссии.

До недавнего времени преобладало мнение, что метаморфические толщи Эскамбрая являются выступом домелового фундамента эвгеосинклинальной зоны Кубы. Одни исследователи (Лушаровский и др., 1967; Hatten, 1967; Meyerhoff, 1967; Tijomirov et al. 1989) считали их палеозойскими или докембрийскими, сходными с кристаллическим фундаментом Центральной или Северной Америки, другие (Furuzola-Bermudes et al., 1964; Худoley, 1968), опираясь на аналогию метатерригенно-карбонатных пород Эскамбрая со свитами Сан-Каэтано, Хагуа и Гуасаса на Западной Кубе датировали их ранне- и среднеюрскими, претерпевшими метаморфизм на границе средней и поздней юры.

На современном этапе изучения метаморфических комплексов Кубы и в частности метаморфических толщ массива Эскамбрая важную роль сыграли работы М.Л.Сомина и Т.Мильяна (Сомин, Мильян, 1972; Мильян, 1978; Сомин, Мильян, 1981; Сомин и др., 1985). Опираясь на проведенные ими литолого-стратиграфическое расчленение метаморфических толщ массива Эскамбрая и найденные в верхней метакарбонатной части разреза остатки аммонитов среднего оксфорда и титона, эти исследователи пришли к выводу, что разрез Эскамбрая близок юрско-меловым мезоэосинклинальным разрезам Западной Кубы и является продолжением их по латерали. Нарастание метаморфизма в куполе Эскамбрая в направлении от ядра к периферии объяснялось ими обратной метаморфической зональностью, возникшей в связи с тектоническим перекрытием карбонатно-терригенных толщ массива Эскамбрая эвгеосинклинальными комплексами Саса, находившимися первоначально южнее.

Работа над Геологической картой Кубы масштаба 1:250 000, а также наблюдения, проведенные нами в ряде ключевых объектов массива Эскамбрая, показали, что отличие слабометаморфизованных пород внутренней части купола Эскамбрая от разрезов высокометаморфизованных пород его периферии не могут быть удовлетворительно объяснены лишь особенностями зонального метаморфизма и разной степенью перекристаллизованных пород, а является след-

ствием принадлежности их к разным тектонически совмещенным структурно-фациальным комплексам (Моссаковский и др., 1986). Аналогичная точка зрения затем была высказана Н.Л.Добрецовым и его соавторами (Добрецов и др., 1987; Добрецов, Добрецова, 1989). Что касается структурного положения и возраста высоко-метаморфизованных пород: сланцев Альгарробо, Ла Глория и амфиболитов Ябло, то эти вопросы по-прежнему не имеют однозначного решения. С нашей точки зрения породы, составляющие регрессивно метаморфизованную серию, являются фрагментами скалистого кристаллического фундамента массива Эскамбрай (сланцы Альгарробо и, возможно, сланцы Ла Глория) и меланократового складчато-метаморфического фундамента зоны Саса (амфиболиты Ябло). Эти образования выхвачены в форме тектонических чешуй в периферическую часть антиформы Эскамбрай, тектонически совмещены с породами высоких давлений и повторно метаморфизованы в условиях метаморфизма глаукофан-зеленосланцевой фации. В этой трактовке возраст сланцев Альгарробо может быть весьма древним, вплоть до докембрийского. Возраст амфиболитов Ябло скорее всего палеозойский – раннемезозойский. По мнению М.Л.Сомина, Г.Мильяна и Н.Л.Добрецова (Сомин, Мильян, 1981; Добрецов и др., 1987; Добрецов, Добрецова, 1989) высокометаморфизованные породы внешней части антиформы Эскамбрай аналогичны францисканскому комплексу и трактуются как меланж и олистоstroma, песчаный матрикс которой сопоставляется с нижне-среднеюрской формацией Сан-Каэтано. Возраст эклогитов и других высокотемпературных пород, по их мнению, близок или древнее матрикса олистоstroma, верхний возрастной предел метаморфизма которой определяется маастрихтом.

Третий метаморфический комплекс – комплекс амфиболитов Мабужна, облекает метатерригенно-карбонатные толщи антиформы Эскамбрай с севера. Наиболее полные сведения о нем содержатся в работах М.Л.Сомина и Г.Мильяна (1972, 1981) и И.Боянова и др. (1975). По данным этих авторов основной объем серии приходится на долю амфиболитов. Подчиненную роль играют биотит-амфиболитовые, биотит-гранатовые гнейсы. Роль их в разрезе оценивается по разному. По И.Боянову и его соавторам (Боянов и др., 1975), а также нашим наблюдениям гнейсы составляют самостоятельный горизонт. С гнейсами ассоциируют плагиогранито-гнейсы и плагиограниты. Эти гранитоиды залегают исключительно внутри горизон-

тов гнейсов, конформны по отношению к ним и секутся дайками амфиболитов. Л.В.Суминым Рb/Rb термоизохронным методом (Моссаковский и др., 1986) время кристаллизации этих гранитоидов фиксируется в 480 ± 30 млн.лет, а наложенные процессы – рубжом ПЮ ± 50 млн.лет. Возраст амфиболитов установлен этим же методом в 530 млн.лет (Сомин и др., 1985). К-Ar датировки амфиболитов дают серию цифр в интервале 60–89 млн.лет. Возраст амфиболитов Мабухина проблематичен. Широко распространено мнение, что это метаморфический аналог меловой островодужной серии Саса (Сомин, Мильян, 1981). По мнению И.Боянова и его соавторов (1975) возраст серии Мабухина палеозойский.

Имеющиеся в нашем распоряжении геохимические материалы по данной серии показывают, что метабазитовая составляющая ее характеризуется высоким Zr/Y отношением, высокими содержаниями Sr, Ti и, по крайней мере, для части из них высокими содержаниями Y. Все это позволяет сопоставлять метабазиты серии Мабухина с внутриплитными базальтами и уверенно отличать их как от известково-щелочных меловых островодужных базальтов осевой части Кубы, так и от базальтоидов главного офиолитового пояса Кубы. Эти данные, а также резкое метаморфическое несогласие, наблюдаемое между серией Мабухина и меловыми вулканитами Саса, не позволяет считать амфиболиты Мабухина их метаморфизованным аналогом. Скорее всего эта серия представляет собой блок домезозойского меланократового складчато-метаморфического фундамента зоны Саса. Возраст пород его, как это предполагали И.Боянов и его соавторы, скорее всего палеозойский. Подтверждением этому служат также палеозойские Рb/Rb термоизохронные датировки амфиболитов и синметаморфических плагиогранитов.

Что касается метаморфических пород, включенных в серпентиниты главного офиолитового пояса Кубы, то состав их исключительно постоянен и полностью коррелируется с высокометаморфизованными породами антиформы Эскамбрай и породами серии Мабухина. Это говорит об общем источнике происхождения этих пород и еще раз подтверждает принадлежность их к породам домезозойского фундамента.

Проблема офиолитовых комплексов Кубы

На Геологической карте масштаба 1:250 000 ультрабазит-габбро-базальтовые комплексы разделены на две большие группы: позднемезозойские комплексы главного офиолитового пояса Кубы и метаофиолиты массива Эскамбрай. Имеющиеся материалы позволяют наметить более дробное их расчленение.

Прежде всего это касается главного офиолитового пояса Кубы. Ультрабазит-габбро-базальтовые ассоциации этого пояса включают два разновозрастных структурно-формационных комплекса.

Первый объединяет типично офиолитовые ультрабазит-габбро-базальтовые серии Западной, Центральной Кубы и офиолитовую серию аллохтона Моа-Баракоа. Породы этих серий отделяют меловые островодужные комплексы осевой части Кубы от расположенных на севере юрско-меловых миегеосинклинальных отложений Северо-Американской континентальной окраины и традиционно трактуются в качестве фрагментов позднемезозойских (позднеюрских-ранне-меловых) Северо-Кубинских океанических структур, выжатых на комплексы Северо-Американской континентальной окраины в процессе столкновения ее с островной дугой в палеоцене - среднем эоцене (Kozary, 1968; Knipper, Ca-Brera, 1972; Книппер, 1975; Fonseca et al., 1984; Моссаковский и др., 1986 и др.). Обратная в сравнении с Центральным сектором направленность шарьирования офиолитовых масс на Западной Кубе, а также относительно более молодой (апт-альбский) возраст и существенно иные геохимические характеристики входящих в их состав базальтов, позволяют высказать предположение о принадлежности офиолитовых аллохтонов Западной Кубы к фрагментам океанической коры Мексиканского залива, шарьированным на зону Сьерра-дель-Росарио с северо-запада (Puschakovsky et al., 1989).

Второй комплекс представлен ультрабазитами массивов Майри-Кристалль и ультрабазитами верхних покровных элементов зоны Аукас. Эти ультрабазиты входят в состав самостоятельной ультрабазит-флишевой ассоциации, характеризующей разрез рифтогенного кампан-палеоценового прогиба Кауто-Ниле (Некрасов и др., 1989; Mossakovsky et al., 1989).

На современном срезе эта структура имеет симметричный веерообразный характер и включает собственно осевую зону и систему шарьированных в противоположные стороны от нее аллохтонов. Осевая зона располагается под кайнозойскими отложениями впадины

Кауто-Ниле, носящей по отношению к более древней кампан-палеоценовой в значительной мере унаследованный характер. Этой зоне соответствует крупнейший для Кубы положительный гравитационный максимум. Наличие этого максимума, а также вскрытие скважинами непосредственно под эоцен-четвертичными толщами впадины Ниле ультрабазиты, позволяют предполагать, что эта зона сложена вертикально погружающейся на глубину массой ультрабазитов, обнаженной частью которой является массив Пинарес-де-Маяри. Массив имеет в плане форму вытянутого в северо-восточном направлении овала. По данным Н.В.Павлова и его соавторов (1973) и нашим наблюдениям (Некрасов и др., 1989) внутренняя структура его зональная, определяющаяся присутствием двух комплексов: гарцбургитового, слагающего северо-западную часть массива Пинарес-де-Маяри и полосчатого дунит-гарцбургитового, развитого в центре и на юго-востоке. Северо-западная и западная части его трансгрессивно перекрыты эоцен-четвертичными толщами впадины Кауто-Ниле, южная - кампан-маастрихтскими полимиктовыми конгломератами и брекчиями, стратотип разреза которых находится в окрестностях г. Ла-Пикота. Юго-восточная часть круто надвинута на ультрабазиты Сьерра-де-Кристалль и породы его обрамления. Северо-западное крыло кампан-палеоценовой палеовпадины Кауто-Ниле представлено верхними аллохтонными элементами зоны Аурас: ультрабазитами и залегающими на них известняками Тинахита и флишево-олигостромовыми толщами Хикима и Атикос (Моссаковский и др., 1987). Юго-восточное сложено ультрабазитами массива Сьерра-дель-Кристалль и породами его обрамления - ультраосновными брекчиями, ультраосновными турбидитами и флишево-олигостромовыми комплексами формаций Пикота и Микара. В направлении с северо-запада на юго-восток внутри этой ассоциации выделяются четыре зоны: 1) зона гарцбургитов массива Сьерра-дель-Кристалль; 2) зона шаровых, радиально-столчатых гарцбургитов и гарцбургитовых брекчий бассейна р. Арройон; 3) зона выклинивания ультраосновных брекчий, ультраосновных турбидитов и сопутствующих им подводно-оползневых брекчий во флишевых толщах формации Микара; 4) зона монокотного флиша формации Микара.

Асимметрично-зональный относительно массива Пинарес-де-Маяри характер распределения ультраосновных пород позволяет связывать происхождение их с его внедрением. Признаки быстрого охлаждения ультраосновных пород, участвующих в строении

"потоков" ультрабазитов во флишевых образованиях формации Микара (шаровая и радиально-столбчатая отдельность), а с другой стороны, несомненные признаки становления ультрабазитов в верхних горизонтах коры в твердом состоянии - все это указывает, что внедрение ультрабазитов массива Пинарес-де-Маяри было в форме горячего мантийного диапира. В процессе выведения в верхние горизонты коры разогретый материал его в результате термического "шока" и декомпрессии претерпел дезинтеграцию и в форме экструзивной брекчиевой массы был выжат через относительно холодную внешнюю оболочку на поверхность, дав серию ультраосновных брекчиевых и турбидитовых потоков в бассейн осадконакопления формации Микара. Другой стороной этого процесса является образование подводно-оползневых брекчий, среди которых наряду с типичными гравитационными олигостромами, вероятно, есть отложения лахарового типа.

В рамках высказанного неправомерно является объединение полимиктовых кампан-маастрихтских конгломератов и брекчий южного обрамления массива Пинарес-де-Маяри и ультраосновных мономиктовых маастрихт-палеоценовых брекчий и турбидитов обрамления массива Сьерра-дель-Кристалль в единую формацию Пикота. Название Пикота в качестве формационной единицы следует лишь сохранить за кампан-палеоценовыми конгломератами южного обрамления массива Пинарес-де-Маяри, где они впервые и были выделены (окрестности горы Ла Пикота). Что касается маастрихт-палеоценовых гарцбургитовых мономиктовых брекчий и турбидитов обрамления массива Сьерра-дель-Кристалль, то эти образования в дальнейших работах должны быть выделены в самостоятельную формацию Арройон, хорошие разрезы которой имеются в бассейне р. Арройон, вдоль старой дороги Маяри-Сагуа-ле-Танамо и вдоль дороги Сагуа-де-Танамо-Гуантанамо (Некрасов и др., 1989).

Метаофиолиты массива Эскамбрай представлены линзами антигоризонтов, залегающими среди метаморфических пород периферической части купола Эскамбрай, а также среди амфиболитов Мабужина. Эта структурная позиция позволяет предполагать, что так же, как и вмещающие их метаморфические породы, эти ультрабазиты являются фрагментами фундамента массива Эскамбрай и зоны Сасы, в силу чего возраст их, как и метаморфических пород, скорее всего домезозойский. В то же время не исключено, что часть из них может оказаться членами мезозойской офиолитовой серии, образовавшейся в

связи с деструкционными процессами в Южно-Американской континентальной окраине.

Заключение

Геологическая карта Кубы масштаба 1:250 000 имеет большое научное и практическое значение. Ее научное значение выражается прежде всего в том, что она резко подняла уровень знаний по геологии Кубы и не только Кубы, но всей Большой Антильской островной дуги, характеризующих современную зону перехода между Северо-Американским континентом и прилежащими океаническими бассейнами. На примере Кубы, представляющей собой зону приращения Северо-Американского континента, наглядно видно как сложен, многообразен и многоэтапен процесс материковой аккреции, выражающейся в тектоническом скупивании разных структурно-формационных зон в результате их сближения, коллизии и обдукции. Выявленные на Кубе закономерности этого процесса несомненно скажут большое влияние на изучение и распознавание особенностей формирования переходных зон между континентами и океанами в других регионах земного шара.

Практическое значение Геологической карты Кубы масштаба 1:250 000 многообразно.

Прежде всего следует отметить ее значение для металлогенического анализа и научного направления поисков месторождений полезных ископаемых. Геологические комплексы каждой из выделенных структурно-формационных зон характеризуются различными металлогеническими особенностями, что определяет потенциальные возможности выявления в них определенных видов полезных ископаемых. Например, все известные на Кубе месторождения нефти приурочены к Северной тектонической зоне и генетически связаны с карбонатными и терригенными комплексами юры и мела, сформировавшимися на шельфе и континентальном склоне Северо-Американской континентальной окраины (структурно-формационные зоны Ремедиос, Эсперанса). Некоторые из таких месторождений локализованы в сложной покровной структуре, будучи перекрытыми и запечатанными аллохтонными комплексами других структурно-формационных зон, в т.ч. и серпентинитовыми пластинами. Это открывает по мнению многих кубинских геолого-нефтяников хорошие перспективы открытия новых нефтяных и газовых месторождений в

автохтонных и параавтохтонных комплексах Северной зоны на участках ее тектонического перекрытия комплексами Южной зоны в провинции Пинар дель Рио (зоны Сьерра де лос Органов) или Центральной зоны в провинциях Гавана и Матансас (зоны Саса).

С зоной главного офиолитового шва и сопровождающих ее крайних офиолитовых аллохтонов, а также в области развития мантийного диапира на востоке Кубы связаны все главные хромитовые месторождения и железо-кобальто-никелевые руды, сосредоточенные в корках выветривания ультраосновных пород.

Центральная зона, характеризующаяся длительным на протяжении всего мела островодужным дифференцированным вулканизмом базальт-андезито-дацитового состава и позднемеловым гранитоидным магматизмом, служит местом локализации кварц-золоторудных месторождений и сульфидных полиметаллических руд.

Южная тектоническая зона развития поздне-мезозойских и до-мезозойских метаморфических комплексов и их неметаморфизованных аналогов содержит разнообразный спектр полезных ископаемых от полиметаллических, в основном медно-кобальтовых руд (зона Сьерра де лос Органос, Эскамбрай) до вольфрамовых, молибденовых и золото-серебряных руд (о-в Хувентуд). Характерным видом полезных ископаемых этой зоны являются промышленные месторождения декоративных мраморов.

Иго-Восточная тектоническая зона с палеогеновым островодужным магматизмом отличается широким проявлением гидротермальных и метасоматических процессов, обусловивших образование марганцевых, медносульфидных и железных скарновых руд.

Образования позднекайнозойского чехла осадочного являются главным объектом разработки разнообразных строительных материалов и потенциально перспективны на поиски бокситов и фосфоритов.

Таким образом, геологическая карта Кубы масштаба 1:250 000 может служить полноценной основой для проведения крупномасштабных геологических, в т.ч. поисковых работ. Она также будет иметь важное значение для преподавания геологических наук в высших учебных заведениях, при составлении пособий, атласов и т.п.

Литература

Бовенко В.Г., Щербакова Б.Е., Эрнандес Г. Связь геологического строения и структуры земной коры в пределах Западной Кубы. Советская геология, 1978, № 6, с.117-128.

Булл В.А., Щербакова И.Н. Новые данные по глубинной тектонике Кубы. Геотектоника, 1986, № 3, с.25-41.

Добрецов Н.Л., Добрецова Л.В., Мильян Г., Сомин М.Л. Эклогиты Кубы. Новые данные. Докл. АН СССР, 1987, т.292, № 1, с.179-184.

Добрецов Н.Л., Добрецова Л.В. Эклогиты и глаукофановые сланцы Урала, Шпицбергена, о.Куба. Эклогиты и глаукофановые сланцы в складчатых областях. Новосибирск. Наука, 1989, с.107-132.

Итурральде-Винент М. Роль офиолитов в геологическом строении Кубы. Геотектоника, 1989, № 4, с.63-76.

Книппер А.Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. М., Наука 1975, 207 с.

Макаров В.И. Новейшая тектоника Восточной Кубы. Геотектоника, 1986, № 6, с.85-96.

Мильян Г. Тектоника и метаморфизм мезозойских толщ гор Эскамбрай (Куба). Автореферат диссертации канд. геолого-минерал. наук, М., ИФЗ АН СССР, 27 с.

Моссаковский А.А., Некрасов Г.Н., Соколов С.Д. Метаморфические комплексы и проблема фундамента альпийских структур Центрального сектора Кубы. Геотектоника, 1986, № 3, с.5-24.

Моссаковский А.А., Некрасов Г.Е., Соколов С.Д., Тектоника Кубы. Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов. М., Наука. 1987, с.113-153.

Некрасов Г.Е., Оро Х., Соколов С.Д., Флорес Р., Шавырина М.В. Офиолиты Восточной Кубы. Геотектоника, 1989, № 1, с.80-95.

Павлов Н.В., Григорьева И.И., Муньос-Урбина М. Хромитоносность ультрабазитов Кубы. Геология и полезные ископаемые Кубы. М., Наука, 1973. с.157-225.

Пуцаровский Ю.М., Книппер А.Л., Пуиг-Рифа М. Тектоническая карта Кубы. Геология и полезные ископаемые Кубы. М., Наука, 1973, с.7-31.

Рябухин А.Г., Чехович В.Д., Зоненшайн Л.П., Хаин В.Е. Эволюция Мексикано-Карибского региона. Геотектоника, 1983, № 6, с.73-92.

Сомин М.Л., Мильян Г. Метаморфические комплексы Пиноса, Эскамбрия и Ориенте на Кубе и их возраст. Изв. АН СССР, Серия геол., 1972, № 5, с.48-57.

Сомин М.Л., Мильян Г. Геология метаморфических комплексов Кубы. М., Наука, 1981, 220 с.

Сомин М.Л., Сумин Л.В., Потопенко Ю.Я., Мильян Г. Проверка термоизохронного метода датирования на породах с известным геологическим возрастом. Результаты датирования некоторых метаморфических пород Альпийской области. М., Ин-т физики Земли АН СССР, 1985, 17 с.

Тектоника Республики Куба (объяснительная записка к тектонической карте Кубы масштаба 1:500 000). Авт.: Ю.М.Пушаровский, А.А.Моссаковский, Г.Е.Некрасов и др. М., Наука, 1989, 79 с.

Тектоническая карта Кубы масштаба 1:500 000. Геологический институт АН СССР, Институт геологии и палеоантологии АН Кубы. Винница. ГУГК при СМ СССР, 1989. Гл.ред. Ю.М.Пушаровский.

Фонсека Е., Зелепугин В.Н., Эредиа М. Особенности строения офиолитовой ассоциации Кубы. Геотектоника, 1985, № 4, с.88-99.

Шейн В.С., Иванов С.С., Клещев К.А., Хаин В.Е., Марреро М., Сокорро Р. Тектоника Кубы и ее шельфа. Сов.Геология, 1978, № 2, с.104-119.

Худолей К.М. Геологическое строение Кубы и ее положение в структуре Карибского региона. Автореферат диссертации д-ра геол.-минерал.наук. Л., ВСЕГЕИ, 1968, 31 с.

Anderson T.H., Schmidt V.A. The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean region during Mesozoic Time. Bull. Geol. Soc.Amer., 1983, vol.94, № 8. P.941-966.

Boyanov I., Goranov G., Cabrera R. Algunos nuevos datos sobre la geologia de los complejos de anfibolitas y granitoides en la parte sur de Las Villas. Ser.geol. La Habana, 1975, 15 p.

Cabrera R., Kramer J.L., Panteleon G. Vinculacion del

magmatismo y los yacimientos menereale Cuba con los procesos tectonicos. Ciencias Tierra y Espacio, 1984. W.9, p.47-57.

Contribucion a la Geologia de la Region Oriental de Cuba. (E.Nogi, A.Brito, F.Formell et al.) La Habana: Ed.cientifica- tecnica. 1983, 273 p.

Contribucion a la Geologia de las provincias de la Habana y Cindad de la Habana (J.F.Albear, M.A.Iturralde-Vinent, G.Carasson et al.) La Habana: Ed. cientifico-tecnica, 1985, 155 p.

Contribucion a la Geologia de la provincia de Pinar del Rio (A.Pszczolkowski, K.Piotrowska, J.Piotrowski et al). La Habana: Ed.cientifico-tecnica. 1987, 260 p.

Fonseca E., Zelepuguin V.M., Heredia M. Particularidades de la estructura de la asociacion ofiolitica en Cuba. Ciencias de la tierra y del espacio. Cuba, 1984, N°9, p.31-46.

Furrazola-Bermudes G., Judoley K.M., Mijailovskaya M.S et al. Geologia de Cuba. La Habana: Ed.Cicatifico-tecnica, 1964, 157 p.

Haczewski G. Sedimentological reconnaissance of the San Caetano formation: an accumulative continental margin in the Yurassic of Western Cuba. Acta geol. Pol., 1976, vol.26, N°2, p.331-353.

Hatten C.W. Principal features of Cuban geology: Discussion. Bull. Amer. Assoc.Petrol.Geol., 1967, vol. 51, N° 1, p.780-789.

Iturralde-Vinent M. Los movimientos tectonicos de la etapo de desarrollo plataformico en Cuba. La Habana 1977. 24p. (informe cient.-tecn.Inst.geol. y paleontol. Acad. Cienc. Cuba; N° 20).

Iturralde-Vinent M., Tchounev D., Cabrera R. et.al. Geologia de territorio Ciego-Camagüile-las Tunas. Resultados de las investigaciones y levantamiento geologico a escalla 1:250 000 (inedito). La Habana: Inst. Geol. X.Paleontol.Acad. Cienc.Cuba, 1981, 940 p.

Kantchev J., Boyanov J., Popov N. et al. Geologia de la Provincia de las Villas. Texto explicativo al mapa geologica a escalla 1:250 000 de la provincia Las Willas (inedito). La Havana: Inst. geol. y paleontol. Acad. Cienc. Cuba, 1978, 1480 p.

Knipper A.L., Cabrere R. Tectonica y geologia historica de la zona de articulacion entre el mio y el eugeosinclinal y del cinturion hiberbasico de Cuba. Contrib. geol. Cuba. Publ. espec.1974, N°2, p.15-77.

Kozary M.T. Ultramafic rocks in thrust zones of Northwestern Oriente Province, Cuba. Bull.Amer.Assoc. Petrol. Geol. 1968, vol. 52. N°12, p.2298-2317.

Kritgor'd K.D., Popenoe P., Schouten H. Florida: a Jurassic transform plate boundary. J.Geophys.Res., 1984, v.89. p.7753-7772.

Mapa Geologica de Cuba. Escalla 1:1000000 Inst. Cub. Rec. Min., La Habana. 1962.

Mapa Geologico de la Republica de Cuba. Escalla 1:500000. Edit. Y.P.Othon, V.A.Yarmoliuk. Centro de investigaciones geologicas Ministerio de la industria Basica.Leningrade, 1985.

Mapa Geologica de Cuba. Escalla 1:250000. Edit. Y.M.Puscharovski et al. Inst.Geol. y Paleont. Academia de Ciencias de Cuba. Moscou, 1988.

Meyerhoff A.A. Future hidrocarbon provinces of Gulf on Mexicano-Caribbean Region. Trans.Gulf Coast.Assoc.Geol.Soc. 1967, p.160-182.

Meyerhoff A.A., Hatten C.W. Bahamas salient of North America. Bull.Amer.Assoc.Petrol.Geol., 1974, v.8, p.1021-1034.

Mossakovski A.A., Nekrasov G.E., Sokolov S.D., Oro J.R., Shavirina M.V., Flores R.M. Dos Tipos de complejos ultrabasicos en la Estructura de Cuba Oriental. Geologia/Geology'89. Primer Congreso Cubano de Geologia. Resumenes. La Habana, 1989, p.91-92.

Pszczolkowski A. Paleogeography and Paleotectonic evolution of Cuba and adjoining areus during the Jurassic-Early cretaceous. Ann.Sec. Geol. Poloniae. 1987, v.57, p.127-142.

Puscharovski Y.M., Mossakovski A.A., Nekrasov G.E., Sokolov S.D., Flores R., Formell F.A., Cabrera R. Problemas de la Geo@dinamica de Cuba. Geologia Geology'89. Primer Congreso Cubano de Geologia. Resumenes. La Habana, 1989, p.108-109.

Tijomirov J., Linares E., Lavandero R., Coutin D., Trofimovv, Cabrera R., Dovbnia A., Markovskyy B. Juego de

mapas de contenido Geologico de la Republica de Cuba a escala 1:500000. Geologia/Geology'1989. Primer Congreso Cubano de Geologia. Resúmenes. La Habana, 1989, p.106.

Villalvilla Carbo D., Lilavatti. Características geoquímicas de las series volcánicas principales del Arco insular cretácico en Cuba Central (Provincias Cienfuegos, Villa Clara y Sancti Spiritus. Geologia Geology'89. Primer Congreso Cubano de Geologia. Resúmenes. La Habana, 1989, p.87-88.

Для заметок
