

© 2015 г. Е.В. ЛЕБЕДЕВА

КАРСТОВЫЙ РЕЛЬЕФ ПОЛУОСТРОВА ЮКАТАН И ЕГО ГОРНОГО ОБРАМЛЕНИЯ (МЕКСИКА, ГВАТЕМАЛА, БЕЛИЗ)

Институт географии РАН, Москва, Россия; ekaterina.lebedeva@gmail.com

Введение

Работая преимущественно в областях умеренного климата, автору не раз приходилось проводить реконструкции этапов развития рельефа, для которых были типичны иные температурные условия и, соответственно, иные типы выветривания и доминирующие процессы рельефообразования. Так, карстующиеся породы протерозойского и кембрийского возраста в Западном Приохотье и на востоке Сибирской платформы распространены достаточно широко, однако современные процессы карстообразования протекают в них слабо: голый поверхностный карст в условиях вечной мерзлоты практически не развивается, поэтому находки современных карров единичны, размеры и численность молодых воронок невелики [1–3]. При этом, однако, на фрагментах древних поверхностей выравнивания, в настоящее время занимающих приводораздельные участки на правом берегу среднего течения р. Май (т.н. Учуро-Майская карстовая зона) обнаружены следы достаточно впечатляющего развития карста на двух гипсометрических уровнях. На верхнем многочисленны реликтовые коррозионные воронки размерами до 30×20×5 м и польеобразные котловины длиной до 45 м, обильны реликтовые карры нескольких типов, описаны карстовые останцы разных размеров и морфологии. На нижнем гипсометрическом уровне встречаются пещеры, туннели, карстовые источники, а на плато Мар-Кюэль – подземная речная сеть с перехватом поверхностного стока. Активное карстообразование протекало здесь в конце палеогена–начале неогена в условиях климата, близкого к тропическому [2, 4, 5]. И такие примеры не единичны: следы древнего тропического карста описаны на Памиро-Алае [6, 7], в Чехии [1], в Смоленском Поозерье [8] и др.

В свою очередь, формы современного карста различных тропических регионов, в том числе, и Центральной Америки, с той или иной степенью детальности охарактеризованы во многих работах российских и зарубежных ученых [1, 9–14 и др.]. Однако, оказавшись в 2013–2014 гг. в карстовых областях тропиков Гватемалы, Белиза и юга Мексики, нельзя было не обратить внимания на специфику рельефообразования и распространения различных типов карстовых форм. Хочется надеяться, что результаты проведенных исследований будут полезны не только специалистам по карсту, но и более широкому кругу геоморфологов, тем более, что работ, посвященных этому региону, в русскоязычной литературе практически нет.

Физико-географические условия полуострова Юкатан и его горного обрамления

Юкатан представляет собой эпипалеозойскую платформу, сложенную известняками, доломитами и эвапоритами общей мощностью более 1500 м, которые перекрывают магматические и метаморфические породы фундамента [15]. Площадь платформы около 300 тыс. км², из них примерно половина приходится на погруженный шельф и 165 тыс. км² составляет суша, включающая территории в Мексике, на севере Белиза и Гватемалы. Границу полуострова обычно проводят по р. Усумасинта и ее притоку р. Сан-Педро на ЮЗ и по р. Белиз на ЮВ (рис. 1). Южная граница проходит по дуго-

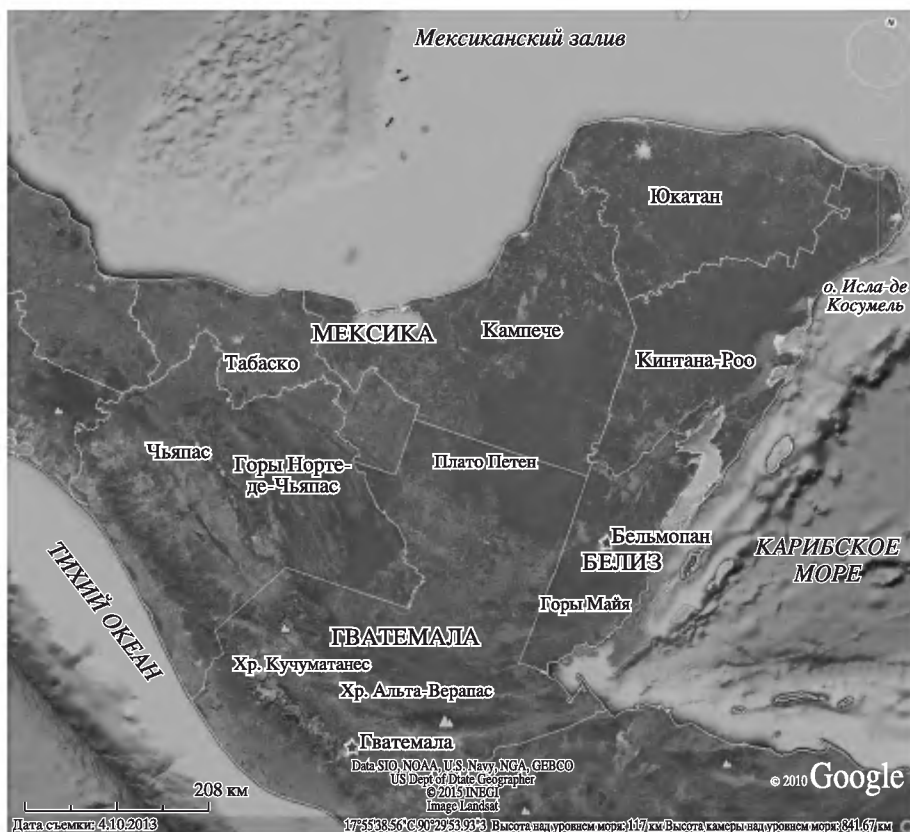


Рис. 1. Полуостров Юкатан и его горное обрамление (снимок Google Earth с уточнениями по [16])

образной зоне разлома Ла-Либертад, наиболее ярким выражением которой является оз. Петен-Ица на севере Гватемалы [17]. Равнины Юкатана с юга ограничены широкой горной дугой, протянувшейся от оконечности Восточной Сьерра-Мадре через горы Норте-де-Чьяпас и хр. Кучуматанес в Гватемале к горам Майя в Белизе. Эта горная провинция принадлежит мел-палеогеновому складчатому поясу.

Возраст карстующихся пород, слагающих поверхность полуострова Юкатан, варьирует от мела до голоцена. По результатам глубокого бурения [15] установлено, что слои залегают субгоризонтально и вдоль побережья полуострова имеют наиболее молодой возраст. Центральная холмистая часть Юкатана стала сушей в интервале от 5.3 до 3.6 млн л. н. – здесь выходят породы палеогена и неогена, равнинные участки по ее периферии сложены плейстоценовыми осадками [18]. Известняки голоценового возраста, которые относительно недавно вышли из-под уровня моря и еще слабо литифицированы, встречаются близ современного уреза. Самые древние экспонированные породы – меловые, они характерны для юга платформы и для горного обрамления Юкатана.

Можно отметить, что юг Юкатана расположен примерно в 200 км к северу от границы Североамериканской и Карибской тектонических плит, которая выражена в рельефе в виде системы субпараллельных долин рек Мотагуа и Полочик и озера Исабаль на территории Гватемалы. Активное взаимодействие выделяемых в рамках гипотезы мобилизма плит, возможно, привело к тектоническим деформациям меловых отложений как складчатого, так и глыбового характера и формированию горного обрамления

Юкатана [18]. Так, например, горы Майя представляют собой горст – поднятый блок палеозойского фундамента с отметками до 1000 м над у. м., с севера и юга ограниченный крупными разломами. Его медленное воздымание продолжалось и в плейстоцене, а по периферии, наряду с меловыми карбонатными породами, распространены терригенные осадки палеогена и неогена [20].

На полуострове выявлена серия разломов регионального масштаба: помимо Ла-Либертад, протягивающегося от р. Усумасинта на западе до гор Майя на востоке, это разлом Сьеррита-де-Тиккуль, ограничивающий с севера одноименный массив в центральной части полуострова, а также Хольвокс и Рио-Ондо, обрамляющие восточную границу Юкатана. Зона блокового дробления Рио-Ондо формировалась достаточно длительное время – с конца мела вплоть до плиоцена. Данные морского сейсмического зондирования показывают, что она следует параллельно южной части побережья полуострова и является продолжением на берегу широкой тектонической зоны, отделяющей опущенные блоки шельфа Карибского моря [17, 21]. В самом конце мелового периода, на рубеже маастрихта и дания северная часть полуострова подверглась импактному воздействию и тепловому взрыву крупного астероида (диаметром более 10 км), в результате чего сформировалась астроблема Чиксулуб 180–200 км в поперечнике; ее центр находится на СЗ побережье Юкатана в районе одноименного порта. Границей кратерной зоны является дугообразный разлом, сопровождаемый зоной повышенной трещиноватости с большой плотностью провальных воронок – т.н. “кольцо сеноте” [17, 22].

Среднегодовое количество осадков на полуострове, как показали наблюдения 1998–2008 гг. [23], колеблется от 550 до 1500 мм/год. Их количество возрастает от северного побережья вглубь суши: в горах Масатека на западе (Мексика) – до 2500 мм и в горах Гватемалы и Белиза на юге – до 3200–4000 мм в год [24, 25]. Среднегодовая температура на полуострове +26–28 °С, в горах этот показатель на 5–8 °С ниже и зависит, в первую очередь, от абсолютной высоты. Обычно выделяют два сезона: дождливый (июнь–октябрь) и сухой и жаркий (ноябрь–май), однако в ноябре–феврале могут наблюдаться дожди, связанные с холодными фронтами. Растительность равнинной части представлена т.н. низкой сельвой – вечнозелеными широколиственными тропическими лесами с участками заболоченных низменностей и лагун на побережье. В горных районах распространены как хвойные, так и дождевые леса.

Рельеф п-ова Юкатан равнинный: на севере здесь хорошо выделяются два яруса – холмистая центральная часть с абс. отметками от 100 до 220 м над у. м., к югу повышающаяся до 340–400 м (плато Петен), и полого наклоненные в сторону моря низменности с отметками от 0–3 до 25–35 м над у. м. Уступ, отделяющий холмистую центральную часть от низменных равнин, является древней береговой линией [26]. Речной сети на полуострове практически нет, поверхностный сток наблюдается лишь вдоль его южной границы: это уже упоминавшиеся выше водотоки бассейнов р. Усумасинта (впадает в Мексиканский залив) и р. Белиз (впадает в Карибское море). На СЗ полуостров омывается водами Мексиканского залива, на ЮВ – Карибского моря. Берега пологие, отмелье, 5-метровая изобата нередко проходит в 5–10 км от берега [27]. Побережье преимущественно аккумулятивное, изобилует лагунами, на многих участках встречаются мангры, сезонно затопляемые леса и прибрежные дюны. Абразионные участки отмечаются в районе г. Тулум: высота берегового уступа близ одноименного храмового комплекса майя достигает 10–15 м. Останцы, клиф и бенч, выработанные в известняках, покрыты прибойными каррами. Вдоль восточного побережья Юкатана более чем на 500 км протянулся Мезоамериканский коралловый риф, второй по размерам после Большого Барьерного. Он сформировался на опущенных блоках Юкатанской платформы, находится на расстоянии до 70–100 км от побережья и местами (на юге) отделен от него глубинами до 1000–1200 м.

Горное обрамление Юкатана представлено участками как низкогорья, так и среднегорного рельефа, и включает (с запада на восток) хребты Масатека (южная оконеч-

ность Восточной Сьерра-Мадре, около 2100 м над у.м.), Норте-де-Чьяпас (до 2200 м), Лакандон (800 м), Кучуматанес (3800 м), Чама (1020 м), Альта-Верапас (1500 м), горы Майя (1130 м над у.м.).

Особенности развития карста региона

Карбонатные породы Юкатана сильно закарстованы, в них обнаружены подземные каналы протяженностью в десятки километров, а также многочисленные пещеры, включая две крупнейшие в мире затопленные системы – Сак-Актун и Окс-Бель-Ха [28]. Поверхностные и подземные карстовые формы Юкатана тесно связаны между собой: до 10–15% атмосферных осадков через пещеры и провальные колодцы-сено-те проникают в глубь известковых толщ и питают подземные воды [29]. В условиях влажного тропического климата растворение карбонатных пород идет в 4–5 раз быстрее – по сравнению с умеренным климатом [10]. Высокая температура и влажность обусловили значительные темпы глубокого выветривания известняков и формирование красноцветных каолиновых кор, которые, однако, сохранились спорадически. Изучение почвенных профилей на СВ Юкатана позволило С.Н. Седову [30] заключить, что поверхность коренных пород здесь очень неровная: на расстоянии 1.0–1.5 м мощность почвы может изменяться от 0 до 1.5–2.0 м (рис. 2), т.е. существует подобие “карманов”, заполненных красноземом и разделенных “стенками” из известняка. Подобные погребенные (в нашем случае полуоткопанные) карры, или пинакли, описаны в Юго-Восточной Азии [6]. При таком близком залегании коренных пород можно было бы ожидать в почвенной массе обилия обломков карбонатов разной размерности, но проведенные микроскопические исследования [30–32] опровергают это: материал характеризуется глубокой выветрелостью, в нем отсутствуют неустойчивые первичные минералы и преобладают тонкодисперсные вторичные продукты. Видимо, это обусловлено тем, что основной процесс выветривания пород, сложенных карбонатными минералами, состоит в их растворении и выносе веществ с током просачивающихся вод, в результате остается крайне мало твердых продуктов, которые могли бы дать ма-



Рис. 2. Выходы плотных известняков и «карманы» красноцветных суглинков (Эк-Балам, штат Юкатан, Мексика). Здесь и далее – фото автора

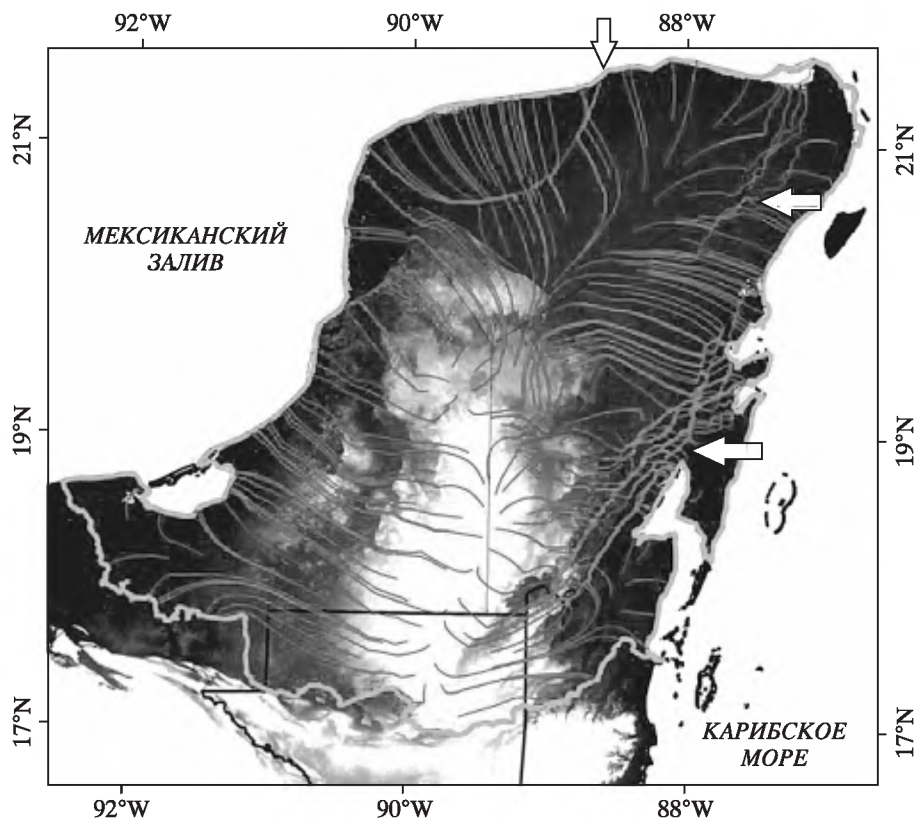


Рис. 3. Направление подземного (тонкие серые линии) и наземного (жирная серая линия) стока п-ова Юкатан по [29]

Стрелками показаны участки влияния разломов (сверху вниз): дуга Чиксулуб, зоны Хольвокс и Рио-Ондо. Светлый фон соответствует территориям с большими абс. высотами (центральная часть п-ова и его горное обрамление). Черные линии – государственные границы

териал для рыхлой массы. Это усугубляется и активным смывом глинистых частиц в многочисленные подземные карстовые полости [33]. Анализ фрагментов красноцветных почв на эоцен-плиоценовых известняках в центре и на СВ Юкатана, а также заполненных почвой карстовых “карманов” в прибрежных эолинитах позднего плейстоцена, свидетельствует о том, что в гумидных условиях раннего-среднего голоцена шло активное выветривание и карстообразование, сменившиеся в позднем голоцене активной эрозией, деградацией почв и их переотложением в карстовые пустоты. Помимо этого, в песчаной фракции красноцветных почв установлено значительное количество частиц вулканического и золотого происхождения, а также минералов, характерных для гранитно-метаморфических пород, переотложенных, в том числе, в результате эрозии горного обрамления полуострова [31, 32].

Карстовая водоносная провинция п-ова Юкатан – одна из крупнейших в мире. Сток идет от ориентированной с ЮЮЗ на ССВ оси возвышенной центральной части полуострова на СЗ – в сторону Мексиканского залива и на ЮВ – к Карибскому морю [34]. Отклонения от доминирующих направлений происходят близ зон разломов, где ориентировка подземных потоков обусловлена расположением зон повышенной трещиноватости (рис. 3). Результаты замеров в районе Тулума показали, что скорости подземного стока весьма неоднородны: есть каналы с достаточно быстрым течением, а в соседних туннелях может быть практически стоячая вода [17]. Средняя скорость течения составляет 250 м/сут, или 10–11 м/час [14]. Двигаясь в сторону побережий,

подземные воды разрабатывают пещерные полости и туннели, при провале сводов которых и формируются колодцы-сеноте. Диаметр подземных каналов-туннелей может превышать 30 м [35].

На поверхности о развитии карстовых процессов мы можем судить по участкам голого и покрытого карста, развитию карров, наличию пещер, а также по обилию сеноте. Размеры пещер полуострова и их формы весьма разнообразны. Для них характерны сталактиты и сталагмиты, сталагнаты, натечные образования в виде застывших арагонитовых и кальцитовых “водопадов”, занавесей и драпировок, многочисленные каверны. По картам м-ба 1:50000 на полуострове было выделено более 7000 сеноте [36]. Наиболее широко распространены они на прибрежных равнинах (с абс. высотами 0–30 м) и особенно – в зонах тектонических нарушений (например, упоминавшееся выше “кольцо сеноте”). В центральной холмистой части они встречаются существенно реже, но при этом отличаются большей глубиной [37, 38]. Хотя сравнительно небольшие сеноте здесь могут не обнаруживаться из-за густой растительности, а некоторые провалы в известняках мелового возраста бывают перекрыты материалом, выброшенным при взрыве астероида [39].

Основные факторы, влияющие на распространение форм карстового рельефа

Карстовые формы встречаются по всему полуострову, но, несмотря на субгоризонтальное залегание карбонатных пород в пределах платформы и их достаточно монотонное строение, типы и плотность этих форм в значительной мере варьируют. Во-первых, это обусловлено различной *раздробленностью пород*. Выше мы дважды упоминали “кольцо сеноте” в районе Мерида, сформированное в зоне трещиноватости по периферии астроблемы Чиксулуб. В результате взрыва астероида 65 млн л. н. (на границе мела и палеогена) гидрогеологические свойства подземной среды здесь были кардинально изменены: сформировавшаяся зона трещиноватости гораздо лучше проводит подземные воды, нежели окружающие породы, о чем свидетельствует снижение уровня грунтовых вод в направлении кольца.

Водоносные зоны и подземные полости-туннели повсеместно приурочены к участкам повышенной трещиноватости пород, среди которых выделяются не только импактные, но и зоны тектонических разломов протяженностью от 10 и до 100 км, крупные каналы растворения (длина 1–10 км) и мелкие (десятки метров) трещины и полости растворения [17]. Высокой пористостью и проницаемостью отличается зона разлома Хольвокс: в рельефе она выражена в виде протяженных увлажненных низин, имеющих карстово-тектоническое происхождение, которые затапливаются в периоды дождей. С зоной разлома Рио-Ондо связаны структуры на юге мексиканского штата Кинтана-Роо, протягивающиеся с В на З и с СВ на ЮЗ в виде системы горстов и грабен. К грабенам приурочены замкнутые понижения в рельефе, нередко занятые водоемами. Одним из наиболее крупных является пресная лагуна Бакалар площадью 3.1 км². Подземный сток из нее идет вдоль зоны разлома на север. В месте пересечения зон Рио-Ондо и Хольвокс в районе Тулума плотность подземных туннелей достигает максимальных значений [29]. Сильно закарстованы и меловые породы в зоне разлома Ла-Либертад. Близ границы Североамериканской и Карибской плит на северном борту каньона в приустьевой части р. Рио-Дульсе к западу от г. Ливингстон (Гватемала) в карстовой пещере в приразломной зоне мы наблюдали выходы горячих источников, что обуславливает дополнительную интенсификацию процессов карстообразования (гидротермокарст).

Помимо зон трещиноватости, на особенности развития карста региона большое влияние оказывают и *абсолютные высоты*, на которых находятся карстующиеся породы, и то, насколько они удалены от моря. Равнинная часть Юкатана с трех сторон окружена водами Мексиканского залива и Карибского моря, испытывшими значительные колебания уровня в кайнозое. Во многих пещерах и туннелях не только самого побережья, но до 100 км в глубь полуострова под слоем пресной воды нахо-

дится соленая морская. На стыке вод разного состава и плотности формируется галоклин – зона резкого изменения солености, мощностью от 20 до 50 см [14]. Вода в нем солоноватая, обогащена хлоридами и сульфатами, глубина положения галоклина возрастает по мере удаления от океана. Таким образом, мощность слоя пресной воды колеблется от менее 10 м по периферии полуострова и до 100 м ближе к его центру [17, 29]. В зоне галоклина растворение известняка идет наиболее активно, и в бортах туннелей на этом уровне образуются протяженные горизонтальные ниши [40, 41]. Кроме того, наблюдается тесная корреляция между позицией галоклина и глубиной карстовых полостей в целом. Так, в прибрежной зоне глубина пещер приурочена преимущественно к интервалу 10–15 м, во внутренних районах – в неогеновых и меловых известняках – она возрастает до 70 м, а по некоторым данным – до 147 м [42].

Основные типы и ярусы карстового рельефа

По оценкам специалистов, в настоящее время изучено не более 10% карстовых форм севера равнинной части Юкатана [43]. Исследователи, как правило, выделяют на полуострове прибрежные области и более возвышенную центральную часть, хотя имеются и варианты более дробного расчленения [44]. По горному обрамлению региона сведения совсем отрывочные. Однако, опираясь на существующие схемы физико-географического районирования территории [37, 38 и др.], карту уровня зеркала грунтовых вод [17], геологические, топографические карты, литературные источники и собственные маршрутные наблюдения, мы попробуем в самых общих чертах наметить основные тенденции распространения различных типов карстовых форм и специфику их морфологии в разных районах полуострова и его обрамления.

В пределах *Юкатанской платформы* могут быть выделены: юг центральной части полуострова – плато Петен – с более и менее приподнятыми участками субгоризонтальных и холмистых равнин (до 200–450 м над у.м.); слабо всхолмленные участки центральной части полуострова (70–100 до 150 м); волнистые равнины севера его центральной части (30–50 м над у. м.); субгоризонтальные или слабонаклонные приморские низменности (абс. высота 0–30 м); затопленная часть платформы – шельф, на которой сформировался в т.ч. и Мезоамериканский барьерный риф.

Плато Петен – один из наиболее малонаселенных и слабо изученных районов Юкатана. Абс. отметки уровня подземных вод на этой территории варьируют в широких пределах – от 30 до 125 м над у.м., кроме того отмечаются и значительные сезонные его флуктуации [17]. Нами были пройдены два маршрута вдоль меридиана 90° з.д. общей протяженностью около 100 км как на территории Гватемалы (департамент Эль-Петен) от г. Кармелита до руин древнего города майя Эль-Мирадора (45 км), так и в Мексике – от трассы Четумаль – Сан-Антонио до руин Калакмуля, что позволило ближе познакомиться с этой территорией. Здесь преобладает пологоволнистый рельеф на известняках от мелового до палеогенового возраста и с перепадами высот до 100 м [38]. На более приподнятой гватемальской части плато отмечены фрагменты сухих долин V-образной формы, глубина которых может достигать 5–10 м при ширине днища 1–2 м, а в прибортовой части – до 10–20 м. Несмотря на дождливую погоду, поверхностного стока в начале февраля 2013 г. (относительно холодный сезон с периодическими осадками) мы не наблюдали, хотя днища долин, где выходят коренные породы, были увлажнены. Видимо, несмотря на хорошую морфологическую выраженность эрозионных форм, здесь преобладает подземный сток. На этой территории также встречаются заболоченные низины и озера блюдцеобразной формы диаметром от 20–30 до 50 м и более, которые бывают заполнены водой до краев. Некоторые из них используются как резервуары для сбора и хранения воды близ древних городов майя – Эль-Мирадор, Тинталь, Флорида (Гватемала), Калакмуль (Мексика) – и, по-видимому, имеют отчасти искусственное происхождение, однако, в основе они являются карстовыми западинами. К.А. Горбунова и Г.А. Максимович [46] относят подобные водоемы к озерам

областей поглощения, которые располагаются выше уровня карстовых вод, т.е. “подвешены” по отношению к последним. Они формируются в результате кольматажа днища водонепроницаемым материалом, в том числе, возможно, и в результате закратерного выброса [39]. Участки голого карста с лунковыми и бороздчатыми каррами распространены здесь пятнами, что, видимо, также обусловлено неравномерным по глубине фронтом выветривания. Они отмечены как на пологих склонах, так и на субгоризонтальных поверхностях. Периодически встречавшиеся нам холмы округлой формы высотой от 3–5 до 30–40 м и более, поросшие лесом, хотя и напоминают карстовые останцы, однако таковыми не являлись, а представляли собой остатки жилищ и пирамид майя, построенных из известняка. Это хорошо видно по разрезам и расчисткам на их склонах – данная территория была достаточно плотно заселена еще во II–I в. до н.э.



Рис. 4. Обвал свода одного из залов пещерной системы Лолтун. На переднем плане – обломки кавернозного известняка, на заднем – многочисленные натечные образования (штат Юкатан, Мексика)

[46]. Тем не менее на плато описаны отдельные участки останцового и кокпит-карста, а также пещеры, трещины, поноры и карстовые источники [1, 38].

Холмистая карстовая равнина к югу от разлома Сьеррита-де-Тиккуль имеет абс. отметки от 70–100 и до 150 м, уровень подземных вод здесь от 5 до 30 м над у. м. [17]. Помимо холмов, многочисленны обширные плоскодонные депрессии – увала и поля, частично заполненные аллювиальными осадками временных водотоков и нередко затопливаемые в дождливый сезон [38]. Сеноте здесь встречаются не часто, но их глубина может превышать 100 м. Типичным примером пещерных систем является Лолтун (рис. 4). Находки ископаемой фауны позволили заключить, что данный подземный комплекс существовал уже 14 тыс. л.н. Протяженность изученной части системы более 6 км, глубина полостей около 20–30 м от поверхности, высота сводов в среднем составляет 8–12 м, залы имеют размеры порядка 20×30 м, хотя один из них протягивается на 100 м при ширине 45 м. Для Лолтун, как и для других пещер центральной части полуострова, характерно обилие натечных образований: крупных сталактитов

размерами до 5–7 м и более, сталагнатов диаметром более 1 м, драпировок. Своды пещер и вся толща известняка, в котором выработаны полости, покрыты кавернами, диаметром от десятков сантиметров до 1–2 м. Своды периодически частично или полностью обрушиваются, и на поверхности образуется очередной провал-сеноте. В одном из залов находится озеро, в сезон дождей по галереям системы течет поток глубиной до 1.5 м – в сухой период хорошо видны знаки ряби на полу и отметины уровня на стенах.

Равнина севера центральной части – переходная область с абс. отметками 30–50 м, зеркало грунтовых вод расположено на уровне 1–5 м над у.м. Здесь сеноте достигают глубины 40 м и более: типичными примерами являются Священный колодец в Чичен-Ице (40 м) и сеноте Ик-Киль (около 70 м). Сеноте этой территории гораздо лучше развиты по вертикали, чем по горизонтали: лишь в верхних десяти метрах в них могут отходить туннели небольшого диаметра протяженностью до первых сотен метров. Есть здесь и пещеры: например, система Баланканче к западу от Чичен-Ицы, общая протяженность которой достигает 800 м. В подземных полостях много натечно-капельных образований – сталактитов и сталагнатов диаметром более 1 м. Помимо подземных озер-сеноте, на исследуемой территории встречаются озера областей подземного стока, располагающиеся ниже максимального уровня карстовых вод, – в полях и западинах. Их уровень, как правило, в значительной мере варьирует от сезона к сезону, они тяготеют преимущественно к периферии полуострова (например, оз. Коба). Озера областей наземной разгрузки, располагаются в зонах тектонических нарушений Хольвокс, Рио-Ондо и др. (например, лагуна Бакалар) [45].

На субгоризонтальных или слабонаклонных *приморских низменностях* (абс. высота до 30 м), достигающих ширины первых десятков километров, наибольшее развитие получили многокилометровые подземные горизонтальные туннели, на пересечении которых часто образуются сеноте. Высокая плотность подземных туннелей здесь обусловлена интенсивным растворением карбонатов в зоне смешивания пресных и морских вод и связана с колебаниями уровня моря в плейстоцене. На СЗ Юкатана установлено, например, три горизонта карстовых полостей на глубинах до 40 м – в интервалах 11–12, 21–22 и 29–32 м [47].

Карстовые каналы наиболее хорошо изучены на СВ Юкатана в окрестностях Тулума, где подземные системы протягиваются вдоль побережья почти на 40 км. Это, в частности, – крупнейшие затопленные пещерные системы мира Сак-Актун и Окс-Бель-Ха. Протяженность Сак-Актун на 2014 г. составляла 317.5 км [48], из них лишь 5.8 км приходится на не затопленные водой галереи, максимальная установленная глубина полостей превышает 101 м. Система Окс-Бель-Ха занимает четвертое по длине место в мире: на январь 2014 г. описано 256.9 км подводных ходов, а их глубина на некоторых участках превышает 37 м. Известны более 140 сеноте, которые связаны с названной системой пещер [28, 42]. При этом большая часть полостей приурочена к интервалу от 8 до 15 м от поверхности суши. Карстовые системы имеют выходы непосредственно на шельфе Карибского моря, где происходит разгрузка пресных вод. Многие туннели заканчиваются в зонах мангровых зарослей или в прибрежных заболоченных низменностях. Так, на снимках Google Earth хорошо видно множество сеноте различных размеров, фиксирующих продолжение каналов в прибрежной зоне мелководья в лагунах заповедника Сиан-Каан. На поверхности пресные воды выходят в виде подводных источников, над которыми наблюдается т. н. “кипение воды”. Местные индейцы часто использовали такие субмаринные источники для пополнения запасов пресной воды [1].

Большинство карстовых туннелей в окрестностях Тулума ориентированы с СЗ на ЮВ. Их максимальная плотность – от 6 до 19 км/км² – наблюдается в интервале до 12 км от берега [17, 42]. Дальше прослеживаются более редкие каналы внутренней части полуострова. В пределах прибрежной полосы, в свою очередь, можно выделить несколько подзон. Так, туннели на удалении менее 1 км от берега, как правило, сформированы

в слабо литифицированных голоценовых отложениях. Здесь нет натечных образований, что связано как с активным растворением карбонатов в мощной зоне смешивания, так и с молодым возрастом таких туннелей. Полы и стены пещер покрыты тонким илистым налетом. На расстоянии 1–8 км от побережья подземные каналы выработаны уже в более плотных плейстоценовых известняках, галоклин в них выражен более четко и натечные образования встречаются гораздо чаще. В интервале 10–12 км от берега туннели достигают ширины до 100 м; огромные сталагматы и более тонкие сталактиты, свисают с 6-метровых потолков, пол покрыт натеками травертина – хемогенного кальцита (рис. 5). Здесь проходит восточный край зоны разлома Хольвокс, который как бы отсекает прибрежную полосу туннелей. В местах пересечения галерей с зоной разлома резко изменяются направления пресноводных потоков; сильный приток пресной воды с юга прослеживается в пещерных системах на протяжении почти 25 км [42].

Шельф Юкатана. Подземные каналы заканчиваются на шельфе, но этим подводные карстовые формы не ограничиваются, ведь только чуть больше половины Юкатанской плиты, сложенной карбонатными породами, находится на суше. Ее опущенные участки в пределах карибского шельфа представляют собой систему разновысотных горстов и грабенов, формирование которых обусловлено движениями по разломам зоны Рио-Ондо. Они также подвергались процессам карстообразования в условиях низкого стояния уровня моря. Так, Мекка дайвинга на мезоамериканском рифе – Большая Голубая Дыра – по сути, является затопленным сеноте, идеальная окружность горловины которого хорошо видна даже на космических снимках. Сеноте расположен в пределах рифа Лайтхаус на расстоянии около 70 км от побережья. Хотя от суши риф местами отделяют значитель-



Рис. 5. Затопленные сталактиты в прибрежных туннелях близ г. Тулум (Гранд сеноте, штат Кинтана-Роо, Мексика)



Рис. 6. Голубая Дыра (Мезоамериканский барьерный риф, Белиз). Аэроснимок К. Алнет [49]

ные глубины, поверхность его платформы имеет отметки всего около минус 5 м. Провал окружают коралловые постройки, частично обнажающиеся при отливе (рис. 6). При этом общая глубина сеноте составляет почти 125 м при диаметре отверстия около 305 м [24]. Первым его исследовал в 1971 г. Ж.-И. Кусто. На глубине 40 м затопленная полость расширяется, и со свода спускаются сталактиты размером более 5 м (устное сообщение И.Е. Честина, проводившего погружение в феврале 2013 г.), по описаниям других исследователей, некоторые сталактиты достигают длины 8 м. Очевидно, их формирование происходило в субэзральных условиях и затоплены они были гораздо позднее своего образования. В 1997 г. экспедиция калифорнийских исследователей А. Джонса и Р. Дилла [50] провела опробование сталактитов из ниши на южной стене Голубой Дыры на глубинах 27–47 м. Изотопный анализ показал, что их образование началось около 153 тыс. л.н. и все эпизоды их роста – 66, 60 и 15 тыс. л.н. – в целом совпадали с этапами развития позднплейстоценового оледенения и низким положением уровня моря. Подъем уровня происходил с остановками, о чем свидетельствуют террасоподобные уступы на внутренних стенах Голубой Дыры на глубинах 91, 49 и 21 м. Некоторые из сталактитов Голубой Дыры полностью или частично отклонены от вертикали примерно на 5° к северу, что, возможно, свидетельствует о неравномерном поднятии и перекосе (наклоне) блока, на котором находится риф, уже после образования последнего. Также на глубине 50 м в стене Голубой Дыры обнаружен отходящий в сторону боковой туннель протяженностью более 40 м. Вероятно, обрушение кровли и формирование гигантского сеноте произошло относительно недавно – в послеледниковье (во время последнего подъема уровня моря). Об этом свидетельствует маломощный слой осадков, перекрывающих лежащие на дне фрагменты обвалившегося свода, хотя их накопление идет со скоростью 24–57 мм/год [50].

В северной части того же рифа и на соседних участках найдены и другие карстовые полости с глубинами, достигающими 148–152 м ниже у. м.; аналогичные “голубые дыры” меньших размеров встречаются и на шельфе Багамских островов [50]. Описана пещерная система на восточном подводном склоне о-ва Кей Колкер протяженностью до 3 км с полостями размерами около 50 и даже до 600 м в диаметре с натеchno-капельными образованиями. Система находится на глубине всего около 30 м, причем высота потолков ее туннелей составляет 10–13 м [20]. Пустоты в карбонатных породах обнаружены геофизическими методами, а также в результате бурения и на шельфе Кубы [13]. Значительные размеры как самих карстовых полостей, так и встречающихся в них натеchno-капельных образований, свидетельствуют о длительности периодов субэзрального режима, в которые они формировались.

По формам карстового рельефа *горного обрамления Юкатана*, сложенного преимущественно дислоцированными меловыми известняками, в литературе имеются весьма разрозненные данные. Западное обрамление Юкатанской платформы – горы Масатека и прилежащие районы (абс. высоты около 2100 м) – характеризуются наличием чрезвычайно глубоких пещер. Так пещера Уаутла глубиной около 1500 м включает 56 км галерей и имеет 17 входов [51]. Вблизи г. Валье-Насьональ и в районе Ислан-де-Хуарес описаны поля. Горы Норте-де-Чьяпас – плато, разбитое разломами на отдельные блоки с перепадами высот порядка 400–500 м, расчлененное глубокими ущельями. Поверхность блоков покрыта останцовыми холмами и карстовыми воронками, встречаются поля размером 6–7×4–5 км карстово-тектонического происхождения с небольшими останцами, понорами, уходящими под землю реками, которые выходят у подножия плато. Глубина подземных карстовых каналов достигает здесь 1000 м. В пльвиальные эпохи в полях формировались озера глубиной до 20 м [52]. Между южным окончанием гор Норте-де-Чьяпас и хр. Лакандон в бассейне р. Санта-Доминго описаны поноры, множество пещер с подземными реками и озерами, единичные останцы [1]. На севере гор Лакандон преобладают карстовые западины и изолированные холмы, а их центральная часть представляет собой слабо расчлененные возвышенности с отдельными останцами в виде башен. Вдоль южного края хребта карстовый рельеф

погребен под аллювиальными осадками рек, спускающихся с хребтов Кучуматанес и Чама [38]. На самом плосковершинном хр. Кучуматанес (абс. высоты около 3000 м, отдельные массивы до 3800 м) описаны карры, провалы, пещеры, останцы, сухие долины, поля [52]. В горном районе Альта-Верапас (Гватемала) – карры, поноры, подземные реки. Широкий спектр карстовых форм – поноры, пещеры, сухие долины, увала, поля, башенный карст и участки кокпит-карста – встречается по периферии гор Майя, центральная часть которых сложена метаморфическими породами протерозоя [1, 20].

В низкогорных массивах и на приподнятых равнинах, сложенных известняком, во влажных условиях юга Мексики, Белиза и Гватемалы нередки своеобразные вершинные поверхности – скопления небольших куполовидных разновысотных холмов, иногда разделенных замкнутыми депрессиями с воронками (кокпит-карст), иногда – речными долинами (как “действующими”, так и сухими). По периферии таких массивов, при наличии поверхностной речной сети, формируется останцовый тропический карст. Это – холмистый рельеф, как правило, с отметками до 340–400 м над у. м.; встречается он на отдельных участках близ Ю и ЮЗ границ Юкатана и обычно приурочен к выходам меловых известняков, в той или иной мере деформированных. На таких участках на уровне днищ речных долин формируется обводненная базисная поверхность, или окраинная карстовая равнина. Для образования типичного тропического останцового карста необходимо несколько условий: жаркий и влажный климат, наличие мощных мелкокристаллических и массивных известняков, а также преобладание не глубинной, а боковой эрозии [10]. Такие условия наблюдаются лишь на отдельных участках обрамления Юкатана.

Останцовый карст наиболее детально описан в бассейне р. Грихальва восточнее пос. Теапа (штат Табаско, Мексика), а также в т. н. Сельве лакандонов в верховьях р. Санта-Доминго (бассейн р. Усумасинта, штат Чьяпас) на границе Мексики и Гватемалы [9]. На северном обрамлении отрогов Норте-де-Чьяпас близ г. Теапа среди эоценовых мергелей выходят известняки середины мела, в северной части которых водотоками бассейна р. Грихальва выработана коррозионная равнина (абс. высота 20–60 м) с сохранившимися отдельными небольшими останцами карбонатных пород. В подходящих к равнине с юга и востока приподнятых массивах известняков (абс. высота до 400–500 м), в их центральных частях развит описанный выше холмистый рельеф. Но по периферии – в переходной зоне к коррозионной равнине, где глубина расчленения достигла возможного максимума, сформировались отдельные останцы различных размеров (высотой от 25 до 150 м и диаметром до 80 м) в виде крутосклонных куполов и башен, нередко с отвесными стенами. Средняя плотность останцов достигает здесь 20–30 ед./км². У подножия башен часто отмечаются ниши высотой до 5 м над уровнем коррозионной равнины, которыми как бы подточено их основание. При обрушении подрезаемых нишами стен башен у подножия последних формируется обломочный шлейф шириной до 60–100 м и мощностью до 5–10 м, крутизной 40–50°. В результате разрушения башни постепенно превращаются в небольшие останцы высотой до 10 м, в центральной части которых сохраняются фрагменты коренной породы, а склоны крутизной до 30° сложены обломочным материалом. За счет дальнейшего размыва и растворения таких останцов коррозионная равнина постепенно расширяется [9]. Мы наблюдали хорошо выраженный конический останцовый карст на юго-западе от оз. Петен-Ица в верховьях бассейна р. Усумасинта в Гватемале. Высота останцов колеблется здесь в пределах 30–70 м при диаметре до 100–200 м (рис. 7). Часть останцов используется для добычи известняка, и в стенках карьеров хорошо видны их слабо деформированные слои. По периферии гор Майя (Белиз) высоты останцов конусовидного карста достигают 40–120 м при диаметре до 3 км, в районах с развитой долинной сетью останцы имеют более пологие склоны (<60°) и, как правило, покрыты лесом [1, 13]. На отдельных участках карстовые останцы имеют цоколь из пород палеозойского фундамента.



Рис. 7. Конический останцовый карст в верховьях р. Усумасинта (департамент Эль-Петен, Гватемала)

К изолированным карстовым массивам и крупным останцам Белиза и Гватемалы приурочены сложные пещерные системы с десятками километров подземных ходов. В Белизе к 1996 г. было описано более 150 км туннелей шириной от 20 до 100 м [20], но, по мнению исследователей, общее количество пещер составляет здесь не одну тысячу. Так, недавно у границы Белиза и Гватемалы была открыта пещера Чикибуль, протяженностью не менее 97 км. Карстовые полости на глубинах 180–200 и до 300 м включают несколько гигантских залов с натечными образованиями в виде колонн-сталагматов, возраст которых, по данным абс. датирования, составляет 176 тыс. л. Крупнейший из них – зал Белиз – имеет размеры 300×150 м при высоте 65 м, в нем расположено подземное озеро. Ширина туннелей достигает 70–100 м при высоте 30–50 м. Пещеры Чикибуль возникли в результате врезания одноименной реки со средней скоростью около 1 мм/год [20]. Во многих туннелях обнаружены песок и галька метаморфических пород и гранитов, принесенных потоком из центральной части гор Майя. Река Чикибуль постепенно сокращала свою наземную часть и увеличивала подземную: расстояние между понорами, куда река уходила под землю на разных этапах своего развития, достигает 5 км.

Скорость движения воды в карстовых останцах Белиза и Гватемалы по данным [1, 13] достигает 5 км/сутки (т.е. около 200 м/час, или 0.06 м/сек). Нами был осмотрен участок пещеры Актун Туничил Мукналь в горах Майя, общая протяженность которой около 5 км. Пещера выработана притоком р. Белиз – р. Роаринг-Крик. Она исчезает с поверхности через понор, около 3 км проходит под землей и выходит из пещеры с образованием глубокого (до 6 м) бассейна (видимо, ее же древнего эвразийского котла). На выходе р. Роаринг-Крик из пещеры мы наблюдали скорости течения на порядок больше – около 0.5 м/сек, а на быстринах в подземных залах – и до 1–1.5 м/сек; глубины водотока, соответственно, колебались от 2 до 0.5 м (февраль 2013 г.). На протяжении осмотренных 1.6 км туннель, выработанный этим притоком р. Белиз, имел ширину от 5–7 до 10–20 м при видимой высоте сводов до 10–15 м, в отдельных залах – до 30 м. Нередко боковые ходы были двухъярусными, местами русло было завалено глыбами породы размером до 4–5 м. При выходе р. Роаринг-Крик из пещеры она являла собой

типичный водоток полу-горного типа – ширина русла 10–15 м при глубинах 0.5–0.7 м и скорости течения около 1–1.5 м/сек. Аллювий представлен валунами до 0.5 м в диаметре и галькой преимущественно метаморфических пород и гранитов из центральной части гор Майя. Аналогично выглядела и р. Каббак-Хаул-Крик в резервате Кокскомб (Белиз). Туннель р. Рио-Фрио, расположенной в том же регионе, при протяженности подземного участка всего в 150 м достигал в ширину до 50 м при высоте около 25 м, причем сам водоток в период низкой воды имел ширину русла лишь 3–5 м при глубине до 0.5–0.7 м (рис. 8).

Реки наветренных склонов ЮЗ обрамления Юкатана – гор Норте-де-Чьяпас, сложенных преимущественно известняками, – в значительной мере отличаются от описанных обилием водопадов и крутым падением. Водопады в карстующихся породах обладают своей спецификой: в их стенках нередко внутрен-



Рис. 8. Туннель р. Рио-Фрио в карстовом остане (бассейн р. Макал, горы Майя, Белиз)

ние полости различных размеров, куда уходит часть потока. Высота водопада Мисоль-Ха около 35 м, поток падает с края нависающего уступа, сложенного горизонтально слоистыми известняками, в эвэрионный котел глубиной около 13 м. Котел имеет конусообразную форму и в его центральной части имеется понор диаметром около 2 м, по которому часть потока уходит под землю, а остальная вытекает из него в виде небольшой речки. В нижней части уступа водопада (на высоте 4–5 м) существует протяженная ниша. Ее формирование, видимо, продолжается в паводки – при максимальном уровне воды. В центральной части уступа на высоте около 6–7 м выходит небольшой подземный туннель диаметром 2–3 м, по которому течет ручей. Вода поступает и в прибортовые части уступа из полостей диаметром от 0.3 до 0.5 м. Существуют и более мелкие выходы воды; при безнапорном ее вытекании образуется некое подобие водосточных лотков – желобов – в результате выпадения ожелезненных травертинов серовато-охристого цвета. Из-за значительной минерализации воды аналогичной коркой покрыты и многие корни растений, свисающие с уступа водопада по его краям.



Рис. 9. Водопад Агуа-Азуль – травертиновые террасы (А) и фестоны (Б) (горы Норте-де-Чьяпас, штат Чьяпас, Мексика)

Водопады меньшей высоты и крутизны, как, например, Агуа-Азуль на р. Хумуль-Ха, выглядят как ряд порогов и небольших каскадов с хорошо выраженными травертиновыми террасами (туфовыми плотинами). Их образование связано с активным выпадением карбонатов в осадок из раствора на мелких участках с большими скоростями течения [45]. На более крутых участках травертины образуют светлую рыже-коричневую корку на поверхности уступов (рис. 9), сглаживая их очертания; на более пологих – формируют террасы-бассейны в виде округлых фестонов разных размеров – от 1–1.5 и до 10–15 м, иногда занимающих все русло реки. В местах, где травертиновые уступы оказались разрушенными в результате боковой эрозии, хорошо видно их слоистое строение. Также здесь фиксируются небольшие туннели и полости в ус-

тупах и на бортах долины и лунковые карры на поверхности известняков.

Выходы карстующихся пород в русле и, как следствие, высокая минерализация нередко придают воде молочно-бирюзовый цвет, хотя в сезон дождей она становится коричневой из-за обилия взвеси. Интенсивные осадки провоцируют частые разливы рек, при этом насыщенные гидрокарбонатом воды активно текут по прилежащим залесенным склонам. В результате там формируются интересные почвенно-травертиновые образования, которые можно наблюдать на склонах долины притока Усумасинты – р. Отулум – на окраине Паленке (Мексика). Они напоминают сосульки или сталактиты длиной от первых сантиметров до первых метров (рис. 10). Аналогичные небольшие образования встречались иногда и рядом с уже описанными водопадами. Из-за включения большого количества гумуса для них в целом характерен более темный цвет, нежели для травертинов в русле. На сколах хорошо видно концентрическое строение, где чередуются слои с различным соотношением содержания частиц почвы и кальцита.

Особенности формирования карста Юкатана

В целом на исследуемой территории абс. отметки карстового рельефа снижаются с 3–ЮЗ на В–СВ от 800–2000 м и более над у. м. (горное обрамление Юкатана) до 100–400 м (холмистые равнины центральной части полуострова), 0–30 м (приморские низ-

менности) и -100 – -150 м ниже у. м. (шельф). При этом в складчатом горном обрамлении установлена глубина карстовых форм до 1500 м, а на Юкатанской платформе (полуостров и шельф) – до 150 м. На формирование сложной многоярусной карстовой системы Юкатана большое влияние оказали не только тектоническая раздробленность территории и размах ее высот, но и колебания уровня моря. Многие затопленные в настоящее время подземные полости и каналы Юкатана и прилегающего шельфа содержат крупные натечно-капельные образования. Рост последних занимает достаточно длительное время и происходит в субаэральных условиях. Уровень океана неоднократно опускался в периоды оледенений и поднимался в межледниковья. Установлено, что только в плейстоцене размах этих колебаний превышал 125 м [53]. В периоды низкого стояния моря на суше активно шла эрозия и по периферии платформы – на шельфе – формировались дельты и конусы выноса. Это особенно хорошо видно вдоль побережья Белиза, т. к. здесь их образование шло за счет размыва гранитов и метаморфических пород центральной части гор Майя [54]. О переотложении силикатного материала свидетельствует и анализ состава почвенных частиц на карибском побережье СВ Юкатана [32].

Очевидно, что подобные изменения уровня водного бассейна оказывают значительное влияние на развитие не только эрозионных, но и карстовых процессов прилегающей территории. Снижение уровня базиса эрозии привело к врезанию как поверхностных, так и подземных водотоков. При падении уровня моря на Юкатанской платформе осуществлялся глубокий дренаж, создавалась значительная по глубине зона выщелачивания, карстовые процессы распространялись на всю зону активного водообмена, что, по заключению С.С. Коржуева [55], является важным условием образования глубинных форм карста. Это с достаточной очевидностью показали и тридцатилетние мониторинговые исследования Е.А. Козыревой с соавторами на Братском водохранилище [56]: периодическое обводнение карстового массива при подъеме уровня вод приводит к увеличению активизации карстовых процессов как по горизонтали, так и по вертикали.



Рис. 10. Почвенно-травертиновые образования на склонах долины притока р. Усумасинты (Паленке, штат Чьяпас, Мексика)

Обнаруженная в последние годы плотная сеть подземных каналов в прибрежной части Юкатана – хорошее тому подтверждение. Колебания уровня моря сопровождались изменением положения галоклина, к его уровню приурочено наиболее активное растворение карбонатных пород и, соответственно, рост карстовых полостей.

Многие удаленные от моря участки горного обрамления Юкатана испытывали поднятие на протяжении плейстоцена, что также способствовало формированию глубоких многоярусных карстовых систем. Так, большинство изученных пещер западной части Белиза имеют общую глубину не менее 100 м и от 2 до 4 четко выделяющихся этажей по 20–30 м высотой каждый. Очевидно, что их формирование обусловлено не особенностями литологического состава карстующихся пород, а отражает этапы воздымания гор Майя, скорость поднятия которых в плейстоцене достигала 5 мм/год. Абс. возраст натечно-капельных образований нижних уровней пещер составляет 102–176 тыс. лет [20].

Формирование карста – процесс длительный, хотя в целом скорость карстовой денудации достаточно велика и, например, в Белизе оценивается как 0.1–0.13 мм/год [20]. В ходе развития карстового ландшафта одни формы рельефа постепенно сменяются другими. Так, в прибрежной части плотная сеть подземных каналов постепенно разрушается: в результате обвалов их кровли образуются многочисленные сеноте, которые сливаясь, формируют обширные увала. Те в свою очередь заполняются водой и постепенно становятся прибрежными бухтами и лагунами, придавая береговой линии восточного побережья Юкатана изрезанный вид (рис. 1). Эволюционная последовательность карстовых форм на холмистых равнинах и расчлененных низкогорьях несколько иная. Здесь поверхностная речная сеть постепенно становится целиком или частично подземной, а водораздельные участки приобретают вид хаотичного скопления разновысотных холмов, разделенных депрессиями без поверхностного стока, – формируется кокпит-карст. С течением времени при обрушении сводов туннелей и полостей речная сеть вновь становится поверхностной, но уже на другом гипсометрическом уровне, формируя карстовую равнину с изолированными останцами в виде конусов и башен, постепенно также разрушающихся.

Основные выводы

1. На Юкатане сформировалась сложная многоярусная система наземных и подземных карстовых форм с развитым внутренним дренажом. Это привело к активному выносу продуктов выветривания и деградации коры выветривания и почвенного покрова на значительных участках.

2. На исследуемой территории можно выделить несколько ярусов рельефа, для которых характерны свои типы карстовых форм, а именно: шельф, низменная прибрежная полоса, переходная зона – наклонная равнина, холмистый север центральной части Юкатана, плато Петен, холмисто-низкогорные и низко-среднегорные участки обрамления полуострова. В целом, их абс. высоты изменяются от –150 м на шельфе до 800–2000 м и более в горном обрамлении.

3. Ярусное строение подземных форм карста обусловлено преимущественно колебаниями уровня моря, в результате чего происходило периодическое осушение территории, изменение уровня базиса эрозии, приводившее к врезанию как поверхностных, так и подземных водотоков. Карстовые процессы распространялись на всю зону активного водообмена, наиболее интенсивное формирование полостей выщелачивания шло в зонах колебания уровня галоклина.

4. Наблюдаются две тенденции площадного распространения подземных карстовых форм: с одной стороны, наиболее сильно закарстованы древние породы, выходящие на поверхность (в частности, меловые), с другой – очевидно интенсивное развитие карстовых форм в прибрежных районах, сложенных плейстоценовыми осадками, что обусловлено приповерхностным положением галоклина и колебанием его уровня.

5. Важное значение для развития карста Юкатана имели дифференцированные движения блоков, взрыв астероида на севере полуострова, тектоническое воздымание горного

обрамления в сочетании с разнонаправленными горизонтальными движениями, возможно – вдоль границ плит. Возникшие зоны разломов и трещиноватости различного происхождения оказали определяющее влияние на заложение как наземных, так и подземных карстовых форм, на развитие и пространственные особенности карстовых систем¹.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гвоздецкий Н.А. Карст. М.: Мысль, 1981. 214 с.
2. Берсенева Ю.И. Карст Дальнего Востока. М.: Наука, 1989. 172 с.
3. Лебедева Е.В. История развития рельефа и неоген-четвертичные отложения Западного Приохотья: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: МГУ, 1991. 28 с.
4. Чемяков Ю.Ф. Западное Приохотье // История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1975. С. 5–122.
5. Вириня Е.И., Каревская И.А., Лебедева Е.В., Свиточ А.А. Неогеновые отложения восточного склона хребта Джугджур (Западное Приохотье). М.: ВИНТИ, 1990. Деп. № 5966 от 28.11.90. 13 с.
6. Щукин И.С. Общая геоморфология. М.: Изд-во МГУ, 1964. Т. 2. 564 с.
7. Гвоздецкий Н.А. Известняковые останцы Памиро-Алая как реликтовые формы тропического карста / Карст в карбонатных породах // Тр. МОИП. Т. XLVII. М.: Изд-во МГУ, 1972. С. 160–168.
8. Лукашов А.А. Реальная карстовая составляющая в развитии ландшафтов Смоленского Поозерья // Геоморфология. 2009. № 4. С. 85–91.
9. Gerstenhauer A. Der tropische Kegelkarst in Tabasco (Mexico) // Zeitschrift für Geomorphology. 1960. Suppl. 2. P. 22–48.
10. Геллерт И.Ф. Тропический башенный и конический карст // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 1966. № 5. С. 46–55.
11. Corbel J., Muxart R. Karst des zones tropicales humides // Zeitschrift für Geomorphology. 1970. B. 14. H. 4. P. 411–474.
12. Encyclopedia of caves and karst science / J. Gunn. New York, London: Taylor and Francis group, 2004. 680 p.
13. Дублянский В.Н. Карст мира. Пермь: ПГУ, 2007. 331 с.
14. Encyclopedia of caves. 2 edition / W.B. White, D.C. Culver. New York: Academic Press, 2012. 966 p.
15. Geology and hydrogeology of the Yucatan and Quaternary Geology of northeastern Yucatan Peninsula / W.C. Ward, A.E. Weidie and W. Back. New Orleans: New Orleans Geological Society, 1985. Part 2. P. 98.
16. Мексика. Справочная карта. М-б 1:4000000. М.: ГУГК, 1980.
17. Bauer-Gottwein P., Gondwe B.R.N., Charvet G. et al. Review: The Yucatán Peninsula karst aquifer, Mexico // Hydrogeol. Journ. 2011. DOI 10.1007/s10040-010-0699-5. 18 p.
18. Padilla R. Evolución geológica del sureste mexicano desde el Mesozoico al presente en el contexto regional del Golfo de México // Bol. Soc. Geol. Mex. 2007. V. 59. P. 19–42.
19. Yeats R. Active faults of the world. N.-Y.: Cambridge Univ. Press, 2012. 621 с.
20. Miller T.E. Geologic and hydrologic controls on cave and karst development in Belize // Journ. Caves Karst Stud. 1996. V. 58. № 2. P. 100–120.
21. Lara M.E. Divergent wrench faulting in the Belize Southern Lagoon: implications for Tertiary Caribbean plate movements and quaternary reef distribution // AAPG Bul. 1993. V. 77(6). P. 1041–1063.
22. Urrutia-Fucugauchi J., Camargo-Zanoguera A., Pérez-Cruz L., Pérez-Cruz G. The Chicxulub multi-ring impact crater, Yucatan carbonate platform, Gulf of Mexico // Geophys. Int. 2011. V. 50. № 1. 22 p.
23. Huffman G.J., Adler R.F., Bolvin D.T., Nelkin E.J. The TRMM multisatellite precipitation analysis (TMPA): quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales // Journ. Hydrometeorol. 2007. V. 8. № 1. P. 38–55.

¹ Автор признательна А.А. Лукашову и В.П. Чичагову за благожелательную критику и ценные замечания по доработке статьи. Особая благодарность Д.В. Михалёву, И.Е. Честину, Д. Покон и Л.А. Некрасовой, чьи идеи и поддержка позволили собрать этот материал.

24. Belize // Central America on shoestring . Lonely Planet. 2007. 6th Ed. P. 215–263.
25. Perez L., Bugia R., Lorenschat J. et al. Aquatic ecosystems of the Yucatan peninsula (Mexico), Belize, and Guatemala // *Hydrobiologia*. 2011. V. 666. P. 407–433.
26. Гвоздецкий Н.А., Маибиц Я.Г. Некоторые проблемы карста Юкатана (геоморфология, водоснабжение, расселение) // Региональное карстоведение. М.: ИГ АН СССР, 1958. С. 71–79.
27. Зенкович В.П. Берега западного и северного Юкатана // Процессы развития и методы исследования прибрежной зоны моря. М.: ВГО, 1972. С. 179–194.
28. Survey and cartography of the underwater caves of Quintana Roo Mexico. Tulum: *Quintana Roo Speleological Survey (QRSS)*, 2010. <http://www.caves.org/project/qrss/>.
29. Gondwe B. Exploration, modeling and management of groundwater-depended ecosystems in karst: the Sian Ka'an case study, Yucatan, Mexico: PhD Thesis. Technical University of Denmark, 2010. 87 p.
30. Седов С.Н. Почвообразование в тропических карстовых ландшафтах полуострова Юкатан и земледелие древних майя // Вестн. РУДН. Сер. Экология и безопасность жизнедеятельности. 2010. № 5. С. 28–38.
31. Cabadas-Báez H.V., Solleiro-Rebolledo E., Sedov S. et al. The complex genesis of red soils of peninsula de Yucatan, Mexico: mineralogical, micromorphological and geochemical proxies // *Eurasian soil science*. 2010. V. 43. № 13. P. 1439–1457.
32. Cabadas-Báez H.V., Solleiro-Rebolledo E., Sedov S. et al. Pedosediments of karstic sinkholes in the eolianites of NE Yucatan: A record of Late Quaternary soil development, geomorphic processes and landscape stability // *Geomorphology*. 2010. V. 122. P. 323–337.
33. Климчук А.Б. Эпикарст: гидрогеология, морфогенез и эволюция. Симферополь: Сонат, 2009. 112 с.
34. Charvet G. Exploration, modeling and management of groundwater resources in northern Quintana Roo, Mexico: MSc Theses. Technical University of Denmark, 2009. 14 p.
35. Smart P.L., Beddows P.A., Coke J.G. et al. Cave development on the Caribbean coast of the Yucatan Peninsula, Quintana Roo, Mexico // *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 2006. V. 404. P. 105–128.
36. Steinich B., Marin L.E. Hydrogeological investigations in northwestern Yucatan, Mexico, using resistivity surveys // *Ground Water*. 1996. V. 34(4). P. 640–646.
37. Isphording W.C. The physical geology of Yucatan // *Trans Gulf Coast Assoc Geol Soc.* 1975. V. 25. P. 231–262.
38. Marshall J.S. The geomorphology and physiographic provinces of Central America // *Central America: geology, resources and hazards*. Boca Ration, Florida: CRC Press, 2011. P. 1–10.
39. Kenkmann T., Schönián F. Ries and Chicxulub: impact craters on Earth provide insights for Martian ejecta blankets // *Meteoritics Planet Sci.* 2006. V. 1. № 10. P. 1587–1603.
40. Hanshaw B.B., Back W. Chemical mass-wasting of the northern Yucatan Peninsula by groundwater dissolution // *Geology*. 1980. V. 8. № 5. P. 222–224.
41. Back W., Hanshaw B.B., Herman J.S., Vandriel J.N. Differential dissolution of a Pleistocene reef in the groundwater mixing zone of coastal Yucatan, Mexico // *Geology*. 1986. 14 (2). P. 137–140.
42. Coke J.G., IV. Underwater caves of the Yucatan peninsula // *Encyclopedia of caves*. 2 edition / W.B. White, D.C. Culber. New York: Academic Press, 2012. P. 833–838.
43. INAH (Instituto Nacional de Antropología e Historia). <http://www.inah.gob.mx>
44. Bautista F., Palacio-Aponte G., Quintana P., Zinck J.A. Spatial distribution and development of soils in tropical karst areas from the Peninsula of Yucatan, Mexico // *Geomorphology*. 2011. V. 135. P. 308–321.
45. Горбунова К.А., Максимович Г.А. Озера районов карбонатного карста / Карст в карбонатных породах // Тр. МОИП. М.: Изд-во МГУ, 1972. Т. XLVII. С. 45–53.
46. Guatemala // Central America on shoestring. Melbourne: Lonely Planet, 2007. 6th Ed. P. 264–301.
47. Gonzalez-Herrera R., Sanchez-y-Pinto I., Gamboa-Vargas J. Groundwater-flow modeling in the Yucatan karstic aquifer, Mexico // *Hydrogeol. Journ.* 2002. V. 10. № 5. P. 539–552.
48. World's longest caves / Compiled by: B. Gulden. <http://www.caverbob.com/wlong.htm>
49. Great Blue Hole, Belize / Chris Alnatt. www.ambergriscaye.com
50. Jones A.T., Dill R.F. Great Blue Hole of Lighthouse Reef Atoll, Belize, Central America: Deep technical diving to collect sea-level records // *Caribbean Geology: the Third Millennium: Transaction of the 15th Carribean geological conference* 1998. Jamaica: Kingston Univ.Press, 2002. P. 181–192.
51. Steele C.W., White W.R. Systema Huautla, Mexico // *Encyclopedia of caves*. 2 edition / W.B. Wite, D.C. Culbo. New York: Academic Press, 2012. P. 712–718.

52. Enjalbert H. Les montagnes calcaires du Mexique et du Guatemala // Annales de Géographie. 1967. № 413. P. 29–59.
53. Coke J.G. IV, Perry E.C., Long A. Sea level curve // Nature. 1991. V. 353. P. 25.
54. Geomorphology and Global Environment Change. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2009. 434 p.
55. Коржуев С.С. Древний карст и циклы карстообразования Сибирской платформы / Карст в карбонатных породах // Тр. МОИП. М.: Изд-во МГУ, 1972. Т. XLVII. С. 141–151.
56. Козырева Е.А., Трещинский Ю.В., Мазаева О.А. Карстово-оползневые и карстово-эрозионные процессы в локальных геосистемах береговых зон Братского водохранилища // Геоморфология. 2008. № 1. С. 36–42.

Поступила в редакцию 28.04.2015

KARST TERRAIN OF THE YUCATAN PENINSULA AND ITS MOUNTAIN FRAME (MEXICO, GUATEMALA, BELIZE)

E.V. LEBEDEVA

Summary

Multilayered karst systems of both above- and underground types were formed on the Yucatan Peninsula at the absolute heights from -150 m offshore to more than 2000 m in the surrounding mountains. Several floors of karst topography were identified: shelf (Mesoamerican Reef) with flooded caves and cenotes; coastal areas with shallow caves and cenotes and dense network of flooded tunnels; the transition zone – sloping plain with deeper cenotes, caves and rare tunnels; hilly northern central part with the rare deep cenotes and caves and polje; Peten plateau with fragments of dry valleys, polje, caves; hilly-low mountains framing with inselberg karst, caves and partially underground rivers; mountains with numerous waterfalls, systems of extremely deep caves, underground rivers, polje. Multi-floor structure of underground karst forms are mainly due to fluctuations of sea level: a periodic drainage of the territory and changes of erosion basis had led to incise of surface and underground watercourses. As a result karst process extended to the entire zone of active water exchange. The most rapid formation of cavities was in the areas of halocline fluctuations. Numerous fractured zones of different origins were a decisive in the rise, development and spatial features of karst systems.

Keywords: karst, Yucatan Peninsula, cenote, underwater (flooded) caves, sea level fluctuation, fractured zone.

doi:10.15356/0435-4281-2015-4-60-79

УДК 551.435.122(282.247.415)

© 2015 г. Н.Н. НАЗАРОВ, С.В. КОПЫТОВ

ОЦЕНКА МОРФОМЕТРИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ РЕЛЬЕФА ПОЙМЫ ДЛЯ ВЫДЕЛЕНИЯ ЕЕ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ ГЕНЕРАЦИЙ (НА ПРИМЕРЕ ВЕРХНЕЙ КАМЫ)¹

*Пермский государственный национальный исследовательский
университет, Россия; nazarov@psu.ru*

Введение

Интерес к изучению речных пойм со стороны представителей естественных и гуманитарных наук охватывает самые различные направления. Для геоморфологов (гидрологов, палеогеографов) комплексные исследования пойм в последние годы направлены преимущественно на реконструкцию морфологии речных русел и характера русловых деформаций в прошлом [1–7]. Для археологов и историков интерес к поймам

¹ Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 13-05-41281).