

551.462(265)

К ГЕОМОРФОЛОГИИ ПОДВОДНЫХ ГОР В ТИХОМ ОКЕАНЕ

А. И. Конюхов

На акватории центральных районов Тихого океана широко известны многочисленные подводные горы (рис. 1).

Как правило, они представляют собой вершины древних вулканов, большинство которых не функционирует в настоящее время. Точное количество подводных вулканических гор в Тихом океане до сих пор

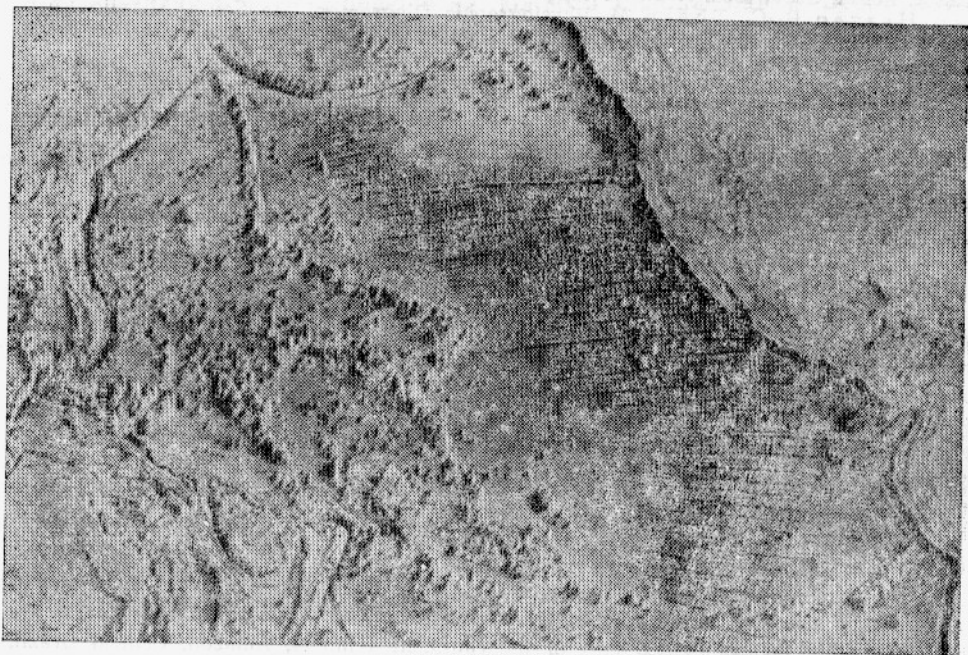


Рис. 1. Физиографическая схема Тихого океана (по Heezen, Tharp, National Geographic Magazine, 1967).

неизвестно. По весьма приблизительным подсчетам оно составляет 10 000 (Menard, Ladd, 1963). Правда, в эту цифру наряду с крупными подводными горами включены многочисленные мелкие щитовые вулканы, возвышающиеся над ложем океана в виде невысоких холмов, а также высочайшие вулканические пики, выступающие над уровнем океана в виде островов и атоллов. Таким образом, собственно подводные банки составляют промежуточную группу, в которую входят как горы с отчетливо выраженными вулканическими конусами и кальдерами, так и плосковершинные горы — гайоты, рассматривающиеся иногда в качестве древних островов и атоллов, погружившихся в недавнем или отдаленном геологическом прошлом под уровень океанских вод.

Открытие крупных подводных гор, в том числе и гайотов, продолжается и в настоящее время. Так, в 43-м рейсе «Витязя» был открыт и обследован крупный гайот в центральной части океана (Зенкович, 1969). Согласно Г. Б. Удинцеву (1972), общее количество мелких щитовых вулканов в Тихом океане превышает многие десятки тысяч, в то время как число крупных гор (подсчеты Н. И. Лариной) значительно меньше количества, указанного Г. Менардом и У. Ладдом, и составляет около 5—6 тыс. В настоящее время известно точное местонахождение до 1800 вулканических гор (сюда, по-видимому, не входят подводные горы в составе краевых островных дуг). Распространение гор по поверхности океана крайне неравномерное. Крупные глубоко опущенные его участки, называемые океаническими плитами (Пушаровский, 1972), почти лишены подводных гор, но изобилуют многочисленными вулканическими холмами. Большинство гор известно в пределах подводных хребтов — поднятий сводового либо глыбового типа, а также хребтов краевых вулканических дуг (вулканических поясов островных гряд по Ю. М. Пушаровскому, 1972).

По особенностям размещения и связям со структурами океанического дна все подводные горы можно подразделить на пять групп: в системах краевых вулканических дуг — Марианская, Тонга-Кермадек, Бонинская и др.; в системах центрально-океанических подводных хребтов или поднятий сводового типа по Г. Б. Удинцеву — Императорские горы, Гавайский хребет, хребты Лайн, Туамоту и др.; в зоне Восточно-Тихоокеанского поднятия, хребтов Хуан де Фука, Горда и др. (мобильный срединноокеанический пояс по Г. Б. Удинцеву, 1972, или талассоарсис по Ю. М. Пушаровскому, 1972); в составе поднятий так называемого глыбового типа (Удинцев, 1972) — хребты Наска, Западно-Чилийское поднятие, хребты в зоне широтных разломов на востоке Тихого океана (Меррей, Пайонир, Мендосино и др.); отдельно стоящие горы и группы гор в океанских впадинах (талассогенах или океанических плитах по Ю. М. Пушаровскому, 1972) и краевых валах, разделяющих океанские впадины (талассогены) и современные геосинклинали (Удинцев, 1972).

Для подводных гор, входящих в каждую из выделенных пяти групп, характерны специфические морфологические черты, особенности строения (зачастую состава вулканических пород), а также время образования и своеобразие в размещении на океанском ложе. Так, например, вулканические хребты, а в их составе и отдельные подводные горы, краевых островных дуг сейсмически активны и являются относительно молодыми геологическими образованиями. Здесь и сейчас происходят крупные тектонические события: землетрясения, извержения отдельных вулканов, перемещения по сбросам, что связано с крупными подвижками, главным образом растяжениями в земной коре. Сейсмически активной является также зона Восточно-Тихоокеанского поднятия и хребтов, находящихся на его северном продолжении (Горда, Хуан де Фука). Однако состав вулканических пород, слагающих хребты и подводные горы, здесь существенно иной (вулканиты повышенной основности), чем в вулканических грядах краевых островных дуг (вулканиты основного, среднего и даже кислого состава, Karig, 1971).

Большая часть подводных гор расположена в асейсмичных районах Тихого океана, т. е. процесс формирования вулканических гор к настоящему времени здесь практически завершился (за исключением зон краевых островных дуг и талассоарсиса — Восточно-Тихоокеанского поднятия). Согласно расчетам японских исследователей (Hoshico, Fujiwara, Kinoshita, 1970) объемы подводных гор и гайотов в западной части Тихого океана неодинаковы. Так, в Северо-Западном хребте (Императорские горы) они достигают 4—5 тыс. км³, тогда как объем подводных

гор в хребте Ису-Огасавара (Бонинский) составляет всего 150—200 км³, а в хребте Кюсю-Палау не превышает 300 км³. Подводные горы Мид-Пасифик по своей величине занимают промежуточное положение, их средний объем 2—3 тыс. км³. На треугольной диаграмме, составленной этими исследователями: объем — высота — площадь основания, подводные горы каждого из перечисленных выше типов группируются в определенной ее части. Подводные горы Императорского хребта характеризуются значительной площадью основания при относительно небольшой высоте. Горы Мид-Пасифик отличаются значительной высотой при относительно нешироком основании. Наконец, подводные горы в составе краевых островных дуг имеют значительную высоту по отношению к малому объему и малой площади основания.



Рис. 2. Система хребтов и прогибов в составе Марианской вулканической дуги (по Karig, 1971).

Авторы полагают, что выявленные различия вытекают из состава пород, слагающих подводные горы. Последнее обстоятельство лишний раз свидетельствует в пользу того, что подводные горы в составе тектонически различных областей надо рассматривать отдельно. Думается, что если соотношение высоты, площади основания и объемов подводных гор действительно отражает состав вулканических продуктов, слагающих горы, то объемы подводных гор скорее всего свидетельствуют о возрасте этих образований: для формирования наиболее массивных из них, по-видимому, необходим более значительный промежуток времени.

Подводные горы в системах краевых островных дуг. Известен ряд краевых вулканических дуг, имеющих сходное геологическое строение. Это хребты Бонинский, Марианский, Тонга-Кермадек, отчасти Каролинский. Строго говоря, они представляют собой целые системы хребтов, разделенных впадинами. Время формирования названных систем — ранний и поздний кайнозой. В четвертичное время их развитие шло также сходными путями. Типичной является система Марианских вулканических поднятий (рис. 2), с которой связаны многочисленные подводные банки.

В составе Марианской вулканической дуги выделяются: глубоководный желоб, передовой хребет, тыловой хребет и расположенная между ними межгорная впадина (Karig, 1971). Ряд вершин передового хребта приподнят над уровнем океана (острова Гуам, Сайпан, Рота и др.). Другие вершины расположены на небольшой глубине от уровня вод океана. На едином цоколе с главными поднятиями передового хребта в западной периферийной его части протягивается цепочка активных вулканов, сложенных лавами кислого и среднего состава. Передовой хребет заложен в раннем кайнозое. Уже в эту эпоху многие вулканические вершины достигли небольших глубин. Их наращивание происходило за счет вулканического материала, поступающего из эруптивных источников (в позднеэоценовое и четвертичное время), расположенных на западной периферии хребта, а также в результате довольно интенсивной карбонатной седиментации. Положение

активной вулканической цепи контролируется системой крупных разломов. Эти разломы формируют резко обрывистый западный склон передового хребта.

Восточный, обращенный к океану, склон хребта в верхней части достаточно крут, но ниже быстро выполаживается, образуя террасовидную слегка наклоненную на восток поверхность. С этим террасовидным уступом связана значительной мощности (свыше 1 км) толща неконсолидированных осадков (Karig, 1971). Акустически однородная, «немая», толща базальтовых лав, подстилающих эти осадки, далее на восток выступает из-под шлейфа осадочных пород и формирует обрывистый западный склон Марианского глубоководного желоба. С краем желоба связана цепь небольших поднятий, вершины которых находятся на глубине 1500—2000 м. Поднятия подобного типа прослеживаются и севернее, уже в системе Бонинского передового (фронтального) хребта.

Глубоководная терраса с восточной стороны передового хребта, завершающаяся цепью небольших вулканических поднятий, чрезвычайно характерна для тихоокеанских краевых вулканических дуг.

Акустически «немое» основание передового хребта сложено эоценовыми лавами, а осадочный покров глубоководной террасы — третичными и четвертичными консолидированными отложениями, накопленными на мелководье. Уже в четвертичное время толща была опущена на несколько сотен метров по системе сбросов. Глубоководной скважиной (Fisher a. oth., 1971) была вскрыта верхняя часть толщи и в ее составе обнаружены средне- и нижнемиоценовые хорошо сортированные пески и алевроиты. Для вскрытой части разреза была характерна ритмичность: хорошо стратифицированные пласты вулканического пепла перемежались с прослоями карбонатных мелкозернистых пород, сложенных почти нацело наннопланктоном. В верхней части разреза количество и мощность карбонатных прослоев возрастают, что свидетельствует о резком уменьшении привноса вулканического материала.

Вершины передового хребта в составе островной дуги Тонга-Кермадек также сложены вулканогенно-осадочной толщей (Karig, 1970). Широкое развитие здесь получили коралловые рифы. Это свидетельствует о том, что вулканические конусы уже в раннем кайнозое находились на небольшой глубине.

К западу от передового, «фронтального», хребта Марианской дуги протягивается менее крупный, тыловой хребет. Он также имеет единое цокольное основание, дугообразно выгнутое по отношению к океану, и ряд вулканических вершин. Восточный склон тылового хребта очень обрывист и лишен осадков. Широкий шлейф осадков, наоборот, прослеживается на западном, довольно пологом склоне. Вершины поднятий, составляющих хребет, как правило, очень узкие, плоские, неправильной формы и погружены на глубину 1,5—2 км. На том же вулканическом основании расположены неширокие конусы до сих пор активных вулканов. Здесь известны извержения кислых лав. На западной периферии одного из поднятий тылового хребта были подняты образцы дацитовых лав и фораминиферового известняка (Glassley, Karig, 1970) позднеплиоценового возраста и встречены четвертичный глобигериновый ил и обломки древнего кораллового рифа.

Большинство вершин хребта находится в настоящее время на глубинах порядка 1500 м от уровня океана. Остатки коралловых построек — свидетельство того, что вершины подводных гор находились когда-то гораздо ближе к уровню вод. На то же указывают находки пемзы (Glassley, Karig, 1970). Тыловой хребет является более молодым образованием, нежели фронтальный хребет Марианской дуги. Его значительное погружение произошло в позднемиоценовую эпоху.

Описанные хребты разделены узкой межгорной впадиной, называемой Марианским трогом (Iwabuchi, 1963). Она ограничена с обеих сторон системой сбросов. Борты ее представляют собой систему уступов, кое-где прикрытых толщей вулканогенно-осадочного происхождения. Средняя глубина впадины 4000 м, ширина достигает в центральной части 200 км. Дно осложнено системой линейно-вытянутых небольших хребтов и депрессий, прикрытых очень тонким плащом неконсолидированных осадков — монтмориллонитового ила со значительной примесью вулканического стекла. В некоторых местах мощность осадочного покрова достигает, однако, нескольких сотен метров.

Происхождение межгорной впадины связано с процессами растяжения, продолжавшимися в течение всего кайнозоя. В пользу относительно молодого возраста впадины D. Karig (1970) приводит следующие аргументы: наличие сбросовых зон, ограничивающих впадину с запада и востока; незначительная мощность неконсолидированных осадков, крайне малая по сравнению с мощностью осадочных толщ, развитых на внешних склонах обоих хребтов; блоковое грабеноподобное строение впадины.

Некоторые исследователи (Kibblewhite, Denham, 1967) считают, что аналогичная Марианскому трогу межгорная впадина в вулканической дуге Тонга-Кермадек представляет собой нарождающуюся рифтовую зону, аналогичную рифтовым зонам в системе срединно-океанических хребтов.

Известны три типа вулканических излияний в зоне краевых островных дуг (Karig, 1971): андезитовые и базальтовые покровы известны в пределах передового хребта, волнистые базальтовые лавы были встречены в центральной части межгорной впадины, дацитовые и риолитовые излияния происходили в первую стадию растяжений, приведших к формированию межгорной впадины, и связаны с вулканами тылового хребта. Заложение межгорной впадины происходило одновременно с формированием краевых морских бассейнов — Филиппинского и др.

Вершины подводных гор, связанных с краевыми островными дугами, расположены на глубинах от 100 до 2500 м. Они частично сглажены эрозийными и аккумулятивными процессами и осложнены многочисленными выступами, пиками, террасовидными площадками. Те из поднятий, вершины которых в третичное либо четвертичное время находились вблизи водной поверхности, имеют в краевых частях вершинной поверхности незначительный по мощности покров из рифогенных или фораминиферовых осадков, содержащих обломки вулканических пород (туфов и лав). Другие вершины представляют собой эруптивные конусы до сих пор активных вулканов. Они осложнены глубокой, частично разрушенной кальдерой, паразитическими конусами, различной высоты остроконечными пиками. По их поверхности разбросан валунный материал. Вершины гор в составе передовых хребтов краевых островных дуг залегают, как правило, на небольшой глубине (150—1000 м). Значительно глубже опущены вершины подводных гор тыловых хребтов, а также поднятий в межгорных впадинах.

О строении вершин подводных гор дают представление образцы пород, которые были собраны А. А. Кагановским в районе Бонинской и Марианской краевых островных дуг.

На банке Комахали (Бонинский хребет, глубина 550 м) промысловым тралом были захвачены обломки микрокристаллического известняка кремового цвета. Текстура породы тонкослоистая. Выделяются более светлые кавернозные слои, изобилующие мелкими кавернами и порами, и прослойки микрозернистого кремового известняка. Слои неоднородны, мощность их ундулирует от 0,1 до 5 см. Отдельные прослойки сложены

рыхлым мелоподобным, легко крошащимся известняком. В составе каждого слоя просматриваются тончайшие пропластки известняка различной окраски. На выветрелой стороне образца имеются глубокие (2—3 см) каверны, приуроченные к прослоям мягкого светлого известняка. Снаружи образец покрыт черной железомарганцевой пленкой, кое-где видны включения охристого цвета. Другие образцы известняков с вершины банки Комахали — чрезвычайно крепкие образования с неясно слоистой текстурой. В свежем сколе образцов различаются раковинки моллюсков, форменные элементы мшанок и кораллов. Порода участками пористая, участками имеет микрокристаллическое строение. Снаружи видны свежие наросты, составленные трубочками полихет.

На банке Комахаси (Филиппинское море, глубина 550 м) были встречены известняки сходного с вышеописанным строения. В трещинах и кавернах карбонатных обломков видны включения и примазки туфогенного материала. Встречаются карбонатные породы типа конгломерата: слабоокатанные обломки вулканогенных пород, заключенные в мягкую карбонатную массу.

Вершина банки Комахан-Даини (глубина 600 м) сложена кавернозными известняками. Внутренняя структура образцов зернистая, на отдельных участках кристаллическая. Местами порода имеет губчатое строение. Встречаются образцы с характерной для кораллов ребристой скульптурой поверхности.

На одной из банок Бонинского хребта (глубина 80 м) в трале был поднят обломок желтовато-серого, пористого, маркового, участками кавернозного известняка. Текстура породы пятнистая, структура крупнозернистая либо крупнокристаллическая. Признаки слоистости отсутствуют. Верхняя часть образца представляет собой обломок древнего коралла, окремнелого, имеющего серовато-голубоватую окраску.

На других банках Бонинского и Марианского хребтов были подняты образцы туфа, пемзы, диабазовых порфиритов и других вулканических пород, обломки брекчированной породы, хорошо окатанные валуны кристаллических пород.

Подводные горы в системах центральноокеанических вулканических хребтов. Центральноокеанические подводные хребты (поднятия сводового типа по Удинцеву, 1972) протяженностью многие сотни километров линейно вытянуты и имеют юго-восточно-северо-западное простирание. В их составе известны вулканические острова, коралловые атоллы, гайоты и островершинные подводные горы (последние, однако, малохарактерны для центральноокеанических хребтов). Наиболее известные вулканические хребты: Гавайский, Императорские горы, Лайн, Туамоту, Гильберта и др. Наиболее изучен в геологическом отношении Гавайский подводный хребет. Подводные горы в его составе представляют собой древние разросшиеся щитовые вулканы с типичными для них широкими основаниями и относительно пологими склонами. Основания отдельных вулканов к настоящему времени слились вместе, образовав единое обширное поднятие шириной до 800 км (Менард, 1966). Подводные горы образуют северную ветвь хребта, тогда как южная образована островами. Усеченные вулканические конусы — подводные банки — в основном сидят на гребне поднятия. Однако встречаются и периферийные подводные вулканы. Наиболее крупная подводная банка Кинмей ориентирована в направлении с севера на юг и расположена на пересечении Гавайского вулканического хребта и подводных Императорских гор (рис. 3 и 4).

Эруптивная деятельность приурочена в настоящее время лишь к самому южному из островов Гавайского архипелага. Учитывая, что вулканическая активность в Гавайской цепи вулканов смещалась во

времени от старых к вновь формировавшимся вулканам, Г. Менард (1966) полагает, что северная группа эруптивных конусов образовалась на самой ранней стадии развития Гавайского хребта. В большинстве своем подводные горы имеют здесь плоские вершины, т. е. являются гайотами. Формирование характерного для гайотов рельефа происхо-

С — Ю

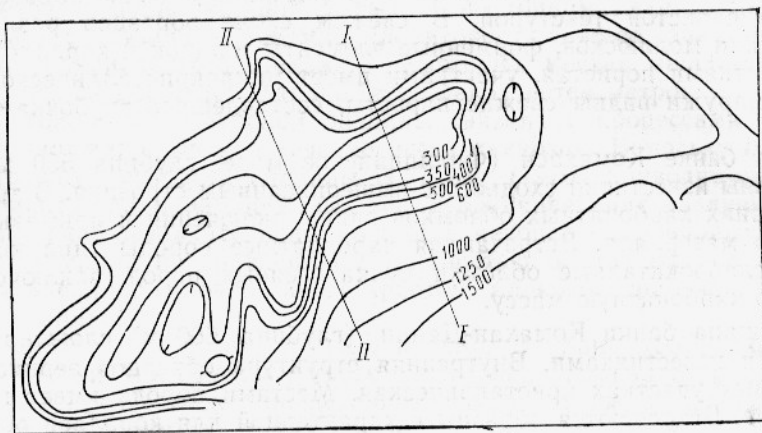


Рис. 3. Батиметрическая схема гайота Кинмей.

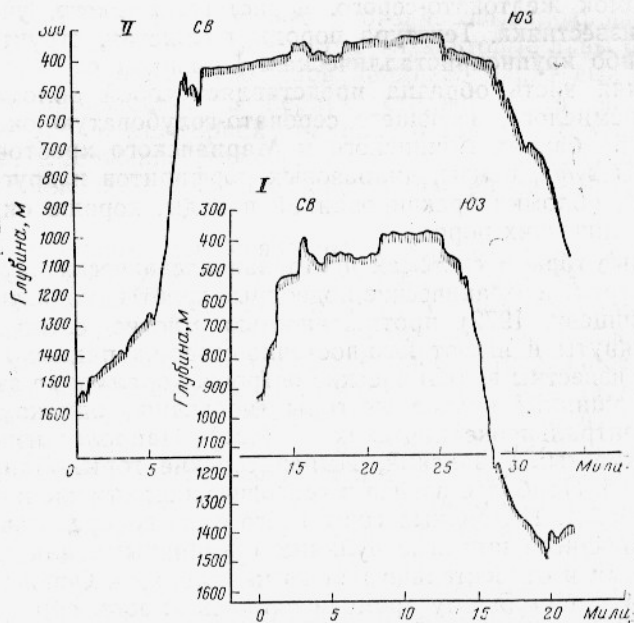


Рис. 4. Профили через гайот Кинмей (см. рис. 3).

дило в период, когда вершины были островами или находились на малых глубинах, подвергаясь интенсивной волновой абразии.

В дальнейшем, в результате длительного и значительного прогибания океанского ложа вершины подводных гор постепенно опускались и одновременно сглаживались вследствие накопления фораминиферовых песков и органогенно-детритовых карбонатных осадков. Впоследствии они дали начало массивным известнякам, образцы которых подняты с вершин различных подводных гор. Это буровато-желтые и кре-

мовые микро- и крупнокристаллические известняки, очень плотные, массивные, на некоторых участках кавернозные.

Известняковые глыбы были подняты в промысловых тралах при работе на банках Кинмей и Милуоки. Обе эти банки представляют собой типичные гайоты с плоскими относительно выровненными вершинами и крутыми склонами, осложненными небольшими пиками и уступами (рис. 4—6). Вершинная поверхность гайота Кинмей отличается гораздо более сложным рельефом по сравнению с вершинной поверхностью гайотов Милуоки (известно три вершины: Северный, Центральный и Южный Милуоки, две из которых показаны на рис. 5). Она осложнена мелкими депрессиями и поднятиями — каменистыми грядами. Крутые скаты в привершинной части склонов и глубокая заливообразная впадина на южной оконечности гайота — характерные морфологические особенности подводной горы Кинмей.

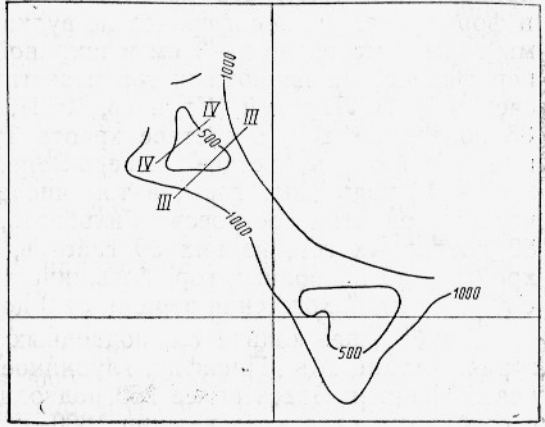


Рис. 5. Батиметрическая схема гайотов Центрального и Южного Милуоки.

Помимо обломков и глыб известняка, здесь были подняты многочисленные обломки отмерших кораллов — еще одно свидетельство того, что вершина гайота когда-то находилась вблизи водной поверхности. Сейчас она опущена на глубину 340—360 м.

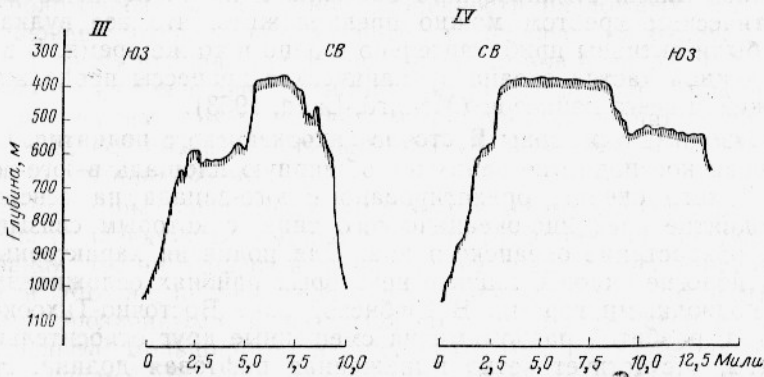


Рис. 6. Профили через гайот Центральный Милуоки (см. рис. 5).

Другие подводные горы Гавайского подводного хребта представляют собой неширокие, крутые вулканические конусы (на эхограммах имеют иглообразную форму) со срезанными вершинами. Таковы подводные горы Пьедестал, Карандаш, Восточная и др. На вершине гайота Восточный были взяты пробы фораминиферового песка и собраны створки раковин тонкостенных моллюсков. Фораминиферовый песок был обнаружен и на других вершинах, в частности в небольших впадинах на вершине Южного Милуоки. Здесь же встречены небольшие карбонатные сростки и окатыши. В привершинной части склонов некоторых гайотов обнаруживаются пологопадающие площадки, подобные подводным террасам, известным на островах Гавайского архипелага.

Подножие Гавайского подводного хребта окружено широкими краевыми депрессиями и правильной формы периферийным валом (Менард, 1966). Огромная масса пород, слагающих подводные горы, постепенно продавливала океаническую кору и вытесняла на периферии базальтовые массы ложа. Вспучивание и растрескивание базальтовых масс приводит к тому, что по отдельным разломам поднималась магма и формировались периферические вулканы — узкие асимметричной формы горы высотой до 2—3 км и шириной основания 100—200 км. Среди периферических подводных гор известны также гайоты. Согласно подсчетам Н. И. Лариной (Удинцев, 1972), в составе хребта Лайн известно 85 подводных гор, в составе хребта Туамоту — 66 подводных гор, из них 3 гайота, в составе Северо-Западного хребта (Императорских гор) — 42 подводные горы, в том числе 6 гайотов, в составе вулканических поднятий островов Гильберта, Элис, Маршалловых — свыше 80 подводных гор, из них 50 гайотов, наконец, в составе Гавайского хребта — 50 подводных гор, большинство которых по-видимому, гайоты с глубинами нахождения вершин от 0 до 3000 м.

Наибольшее количество подводных гор известно, однако, в составе горной страны Мид-Пасифик, глубинное строение которой еще остается невыясненным. Здесь более 260 подводных гор, в том числе 80 гайотов с глубинами залегания вершин 1800—2000 м (описание их дано в разделе «Отдельно стоящие горы и группы гор»).

На основании различных геологических свидетельств полагают (Menard, Ladd, 1963), что кульминация вулканических процессов в Тихом океане была приурочена к позднемезозойскому-раннекайнозойскому времени. В эоцене выросли вулканы, сформировавшие впоследствии острова Маршалловой гряды, архипелагов Туамоту, Гильберта и др. Вулканические хребты Туамоту, Лайн, Императорские горы, западная ветвь Гавайского хребта (а также горы Мид-Пасифик) лежали вдоль медианной линии океанического бассейна и по аналогии со Срединно-Атлантическим хребтом можно предположить, что все вулканы этих групп были активны приблизительно в одно и то же время. В центральной и южной частях океана вулканические процессы продолжались на протяжении всего кайнозоя (Menard, Ladd, 1963).

Подводные горы зоны Восточно-Тихоокеанского поднятия. Восточно-Тихоокеанское поднятие занимает обширную площадь в юго-восточной части Тихого океана, ориентировано с юго-запада на северо-восток. Это поднятие срединно-океанического типа, с которым связывают активное разрастание океанского дна. Для поднятия характерны низкий свод и пологие склоны, лишь в некоторых районах осложненные крупными подводными горами. В гребневой зоне Восточно-Тихоокеанского поднятия, разбитой разломами на смещенные друг относительно друга сегменты, отсутствует четко выраженная рифтовая долина. На периферии поднятия поднимаются гряды небольших вулканов. Скопления крупных вулканических гор известны на 22—25 и 35—38° ю. ш.

Северная ветвь Восточно-Тихоокеанского поднятия уходит под западную часть североамериканского континента. Непосредственным продолжением его в океане являются хребты Хуан де Фука и Горда, исследованные Делингером (Dehlinger, 1969). Еще в 1966 г. Ф. Вейн предположил, что в районе хребтов типа Хуан де Фука происходит растяжение океанского дна. Геофизические исследования подтверждают эти предположения. Полагают (Vine, 1966; Maxwell, 1968), что образование поднятий этого типа вызвано внедрением интрузий диапирового типа. Количество подводных гор, известных в зоне Восточно-Тихоокеанского поднятия, к настоящему времени достигает 360 (Удинцев, 1972). Преобладают горы высотой не более 1000 м и лишь одна третья часть их имеет высоту более 1000 м. Вершины большинства подводных гор

находятся на глубинах 2000—2500 м. Подводные горы и абиссальные холмы из описываемой зоны изучены чрезвычайно слабо. Известно, что многие из них являются очень молодыми вулканическими сооружениями, что установлено калий-аргоновым методом, а также по степени окисленности слагающих их вулканических пород.

Подводные горы в составе поднятий глыбового типа. Эти горы рассмотрены на примере поднятий в зонах широтных разломов. Тектоника и морфология большей части Северо-Восточной котловины Тихого океана определяется системой глубинных разломов широтного простирания. Наиболее известные зоны разломов: Меррей, Пайонир, Мендосино, Молокаи, Кларингтон, Клиппертон, Маркизских островов и др. Они расположены параллельно одна другой от западного побережья Северной Америки к центру океана более чем на 2000 км. Ширина разломных зон достигает 80—100 км. В поперечном сечении каждой из зон прослеживаются асимметричной формы поднятия и узкие прогибы, простирающиеся параллельно общему направлению. Согласно Г. Б. Удинцеву (1972) и Ю. М. Пущаровскому (1972), поднятия в зоне широтных разломов имеют глыбовую структуру. С ними связаны крупные и мелкие подводные горы. Некоторые из них поднимаются над уровнем океанического ложа более чем на 2000 м. Участки океанского дна вдоль разломов сдвинуты друг относительно друга на значительные расстояния — на десятки и сотни километров (Менард, 1966).

Северные ветви некоторых поперечных к разломам хребтов и долин сдвинуты на 100—200 км на запад по сравнению с южными. Кроме того, участки дна в северных блоках опущены на 300—400 м по сравнению с равноудаленными от разломной зоны южными участками. Поэтому вершины подводных гор, расположенных к югу от разломных зон, находятся ближе к поверхности.

Многие подводные горы выросли на пересечении основного широтного разлома и вторичных поперечных разломов. Считается, что вулканы, расположенные на восточной оконечности разломных зон, заложены раньше других. Они крупнее и древнее (Wardley, 1969). В настоящее время вулканы зон широтных разломов неактивны.

Наиболее высокая в зоне разломов Меррей гора Эрбан поднимается над океаническим ложем на 5450 м. Ее плоская вершина когда-то (около 20 млн. лет назад) выступала над уровнем океана. Сейчас она находится на глубине 450 м.

Подводные горы, расположенные в зоне широтных разломов южнее 32° с. ш., носят название Безлуных гор. Это название они получили на том основании, что ни одна из них никогда не поднималась к океанской поверхности. Можно предположить, что вершины их мало изменены вторичными эрозийными и аккумулятивными процессами и имеют сложный рельеф. Большинство из них находится на глубинах 1500—3000 м. Согласно Г. Б. Удинцеву (1972), большинство подводных гор, известных в настоящее время в Северо-Восточной котловине (а их здесь около 900), расположено вдоль зон разломов.

Отдельно стоящие горы и группы гор. Большинство подводных гор Тихого океана не сгруппировано в отчетливо выраженные цепи и хребты. Отдельно стоящие горы и группы гор разбросаны по всей поверхности океана. Большое количество подводных гор известно в Северо-Западной котловине (150 гор), в Восточно-Марианской котловине (100 гор), в Центральной котловине (220 гор) и др. В ряде районов океана подводные горы сконцентрированы настолько плотно, что образуют некоторое подобие горной страны. Таковы, например, горы Мид-Пасифик, горы в Аляскинском заливе. Все подводные горы имеют вулканическое происхождение и связаны с локальными разломами и локальными очагами магматизма в Тихом океане.

Примером одиночных гор может служить подводная гора Гильберта в Аляскинском заливе. Это — одиноко стоящий, довольно правильных очертаний конус с диаметром основания около 40 км и высотой до 4 км, с небольшим паразитическим кратером на западном склоне (Menard, 1955). Крутизна склонов достигает 22°. Конус увенчан остроконечной вершиной со сложным рельефом. Для отдельно стоящих гор, как правило, характерны округлые очертания (в плане) основания, в противоположность возвышенностям, связанным с хребтами, которые обычно вытянуты вдоль оси хребта.

Среди отдельно стоящих гор встречаются как остроконечные конусы, так и гайоты. Большое число гайотов сосредоточено в зоне Мид-Пасифик. Данные сейсмического профилирования, выполненного институтом Скриппса в области Мид-Пасифик, показывают, что некоторые гайоты имеют куполообразную шапку, сложенную пелагическими карбонатными осадками, и что морфология гайотов в ряде случаев определялась не столько эрозионными, сколько аккумулятивными процессами (Karig, Peterson, Shor, 1970).

Наиболее интересные данные получены при исследовании гайотов Гамильтон, Дитц и Хорайзн. Вершины этих гайотов находятся на глубине 1540—1702 м и поднимаются над океанским ложем на 2900—3600 м. Крутизна склонов достигает 15—25°.

Гайот Хорайзн представляет собой подводную возвышенность, вытянутую на 300 км в направлении с северо-востока на юго-запад и имеющую две вершины, разделенные небольшой седловиной. На трех сейсмических профилях, проходивших через восточную вершину, отчетливо вырисовывается сильно отражающий горизонт, характеризующийся сложным рельефом поверхности. Этот горизонт интерпретируется как базальтовое «основание» — захороненный под осадками конус древнего вулкана. Рельеф по этому горизонту мало отражен в рельефе осадочного плаща, почти полностью маскирующего древнюю вулканическую вершину. Современная вершина горы имеет асимметричное строение с более крутым склоном на северной стороне. Эта асимметрия не прослеживается по поверхности базальтового основания (Karig, Peterson, Shor, 1970). Промежуточные отражательные горизонты, выявляемые в толще осадочных пород, частично срезаны на северной стороне вершины, но отчетливо прослеживаются через центральную и южную ее части. Покров осадков над центральной частью гайота свыше 100 м, к краевым частям мощность его постепенно уменьшается.

Изучение промежуточных отражательных горизонтов приводит к выводу, что осадконакопление началось вокруг небольших поднятий в депрессиях, осложнявших рельеф вулканической вершины. Когда депрессии были заполнены осадками, осадочный покров стал разрастаться вширь, хотя в отдельных зонах осадконакопление отсутствовало или даже происходил частичный размыв. У внешнего края накопление осадков началось достаточно поздно. Эрозионными процессами здесь была выработана террасовидная поверхность, вдоль которой обнажаются вулканические породы.

На трех профилях в рельефе горизонта сильного отражения (базальтовое основание) прослеживаются две захороненные террасы на глубинах 1940 и 1830 м. В толще осадочного покрова выделяются и другие террасовидные уровни, но они не фиксируются на разных профилях и при переходе с одной стороны гайота на другую. На одном из профилей видно, что нижняя терраса очень хорошо развита, имеет ширину до 7 км с каждой стороны. На других профилях она представляет собой очень узкую выровненную зону, которая окаймляет банку с обеих сторон. Вторая терраса формирует основание современной вершины подводной горы.

Исследования последних лет (Lonsdale, Notmark, Newman, 1972) позволили с еще большей детальностью изучить строение осадочного покрова на гайоте Хорайзн. С помощью спускаемого аппарата, снабженного гидролокаторами бокового действия, были закартированы участки поверхности на вершине гайота. В ее краевых частях были выявлены выходы трех пластов кремней, которые были прослежены вдоль склона на несколько километров. Анализ проб, собранных с помощью драги, показал, что кремни залегают среди горизонтов известняков. Были взяты образцы пород, залегающих на небольших уступовидных террасах, частично погребенных под слоем пелагических осадков. Они были представлены обломками вулканических пород, марганцевыми конкрециями

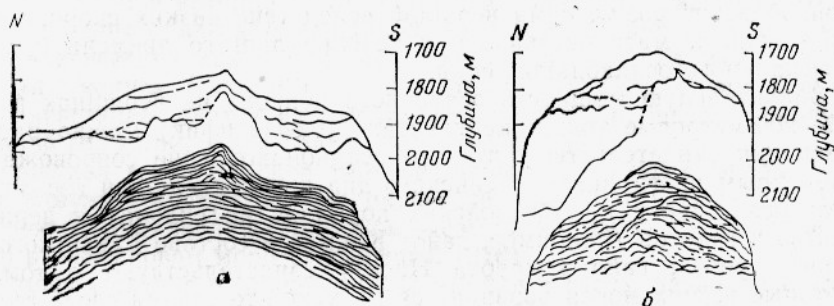


Рис. 7. Сейсмические разрезы через гайоты (по Karig, Peterson, Shor, 1970);
а — Хорайзн; б — Дитц.

небольшой величины (до 5 см в диаметре). Внутри конкреций находились небольшие обломки базальта, включения филлипсита, а также зубы рыб. Осадочный покров гайота составлен наннопланктонным и фораминиферовым слабоконсолидированным илом с пропластками кремней. Наиболее древние отложения, обнаруженные на гайоте, — альбские фораминиферовые осадки.

Гайот Дитц имеет вершину шириной 10,5 км, находящуюся на глубине 1703 м ниже уровня океана. Наиболее интересной чертой этого гайота является значительный перепад рельефа, прослеживаемого по поверхности сильного отражения — кровле базальтового основания (рис. 7). Мощность осадочного покрова на северной стороне превышает 250 м, на южной — не достигает 70 м. Очевидно поверхность базального горизонта на северной стороне гайота представляет собой хорошо выраженную террасу. Уровни других террасовидных поверхностей прослеживаются на глубине 1960 и 1775 м на северной стороне и 1850, 1790 и 1765 м на южной. Только самые высокие террасы хорошо коррелируются между собой. Внутри осадочной толщи вырисовывается поверхность, разделяющая ее на две пачки.

Верхняя сложена породами, обладающими характеристиками, близкими к пелагическому фораминиферовому илу.

Нижняя пачка (Karig, Peterson, Shor, 1970), присутствующая только на северной стороне подводной горы, имеет отличную от верхней сейсмическую характеристику. Внутри нее не выявляется каких-либо границ раздела, что свидетельствует об однородности ее строения. Эта пачка может быть сложена древними пелагическими осадками, рифогенно-лагунным комплексом отложений либо обломками вулканических пород (Karig, Peterson, Shor, 1970).

Гайот Гамильтон вытянут в субширотном направлении. Это один из группы недавно обнаруженных гайотов. Ширина его вершины 12 км. Глубинное строение гайота относительно простое. Поверхность базаль-

ного отражательного горизонта выположена и слегка наклонена к югу. Гайот перекрыт асимметричной формы куполом осадков. Северный склон здесь более крут, как и на других исследованных гайотах в составе гор Мид-Пасифик.

Сейсмические профили через гайоты свидетельствуют о том, что накопление осадков и формирование купола осадочных пород на вершине подводной горы приводило к постепенному изменению ее морфологии. Преобладающим типом осадков, современных и древних, являются пелагические фораминиферовые пески и илы. Асимметричная форма вершин отражает направление действия течений, омывавших вершину. В то время как уступы на перегибе вершинной поверхности в склон из-за относительно высоких скоростей течения представляли собой области эрозии, сама вершина вследствие низких скоростей движения водных масс оставалась в течение долгого времени областью максимального осадконакопления.

Значительную мощность осадочного покрова на вершинах гайотов (100—200-метровые толщи на гайотах Мид-Пасифик) можно рассматривать как свидетельство того, что осадконакопление сопровождалось постепенным прогибанием океанского дна под подводными горами. Находки мезозойских и кайнозойских кораллов на склонах и вершинах некоторых гайотов (например, гайот Кинмей в составе Гавайского подводного хребта, гайоты хребта Наска) свидетельствуют о том, что некоторые из них могли развиваться на какой-то стадии своей геологической истории как атоллы.

Данные палеомагнитных исследований указывают на значительные смещения океанского дна, происшедшие со времени зарождения и формирования подводных гор. Так, недавно открытые подводные горы Хон-Хауз и Диксон, расположенные в северной части Тихого океана, по палеомагнитным данным, находились раньше (в период формирования вулканического конуса) значительно южнее (Fraucheteau, John, Craig, 1969).

Интересен вопрос о причинах, приведших к образованию террасовидных уступов на склонах и вершинах многих подводных гор, в том числе гайотов. Исследователи, изучавшие подводные террасы подводных гор Кобб и Боуи (Herzer, 1971; Schwartz, 1972), пришли к выводу, что они были выработаны под действием волн в плейстоцене в период низкого стояния уровня океана. В пользу этого говорят находки хорошо окатанных галек, собранных на террасах этих подводных гор.

Полагают (Herzer, 1971), что последние проявления вулканической активности на горе Боуи последовали вслед за формированием верхней террасы, возраст которой составляет около 18 тыс. лет.

В пользу абразионного (вернее абразионно-аккумулятивного) происхождения вершин гайотов Гавайского подводного хребта свидетельствуют исключительная выровненность их вершин, находки древних кораллов (гайот Кинмей) и раковин моллюсков (гайот Восточный), обитавших на небольших глубинах.

Нельзя, однако, любую террасовидную поверхность или уступ на склонах и вершинах гайотов рассматривать как абразионные. Лонсдейл, Нотмарк, Ньюмен (Lonsdall, Notmark, Newman, 1972), изучив морфологию и состав пород на террасах гайота Хорайзн, а также проследив их распространение вдоль склонов подводной горы, пришли к выводу, что уступы этого типа появились в результате застывания лавовых потоков после имевших место в прошлом вулканических извержений и что вершина гайота Хорайзн по-видимому очень давно не поднималась к поверхности океана. Действительно, в исследованных образцах пород и осадков с вершины гайота были обнаружены только пелагические формы микрофауны. Широкое распространение гиалокластитов также

расценивается как свидетельство подводного развития вершины гайота Хорайзн.

Таким образом, наличие у подводной горы плоской вершины еще не говорит о том, что в прошлом эта гора развивалась на определенном этапе как остров или атолл. Развитие подводных гор, по-видимому, в океане могло идти двумя путями. В первом случае подводные горы после того как заканчивалось в основном формирование их вулканического конуса, проходили три стадии: стадию потухшего вулкана, вершина которого имеет расчлененный рельеф и лишена осадочного покрова; стадию мелководной банки, острова или атолла, вершина и верхние части склонов которых были изменены абразией; стадию гайота — подводной горы с плоской вершиной, на которой происходило накопление пелагических осадков. В профиле такая вершина имеет форму срезанного конуса (гайоты Кинмей и Милуоки). С течением времени под воздействием длительных седиментационных процессов вершина подводной горы приобрела более «мягкие» очертания.

В нижней части склонов гайотов, вершины которых сформировались в результате абразионных процессов, накопились большие мощности неконсолидированных осадков — свыше 2,5 км у гайота Дервент-Хантер в Тасмановом море (Woodward, 1970).

В другом случае подводные горы минули в своем развитии стадию острова или атолла, причем их вершины по-видимому никогда не находились вблизи океанской поверхности. Длительная пелагическая седиментация на вершинах этих гор привела к тому, что они оказались покрытыми шапкой осадочных пород и приобрели в конце концов округлые очертания.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Для различных тектонических зон Тихого океана характерны подводные горы того или иного типа. В составе краевых островных дуг распространены подводные горы, вершины которых характеризуются, как правило, расчлененным рельефом. Здесь известны и гайоты, вершины которых переработаны абразионными процессами. Для центрально-океанических хребтов (поднятия сводового типа) характерны гайоты с резко выраженными плоскими вершинами, мало измененными седиментационными процессами. В зоне Восточно-Тихоокеанского поднятия известны главным образом низкие вулканические горы, многие из которых до сих пор являются действующими вулканами. Рельеф их вершин, по-видимому, сложно расчлененный. В зоне широтных восточно-тихоокеанских разломов, а также в котловинах Тихого океана распространены подводные горы с вершинами, в той или иной мере измененными седиментационными процессами. Здесь много подводных гор с округлыми в плане и профиле очертаниями вершин — гайотов, возможно даже не поднимавшихся к океанской поверхности.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

Зенкович Н. А. Новый гайот на дне Тихого океана. «Природа», 1969, № 6, с. 70—77.

Менард Г. Геология дна Тихого океана. М., «Мир», 1966, с. 74—110.

Пушаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. — «Труды ГИН АН СССР», 1972, вып. 234, с. 178—191.

Удинцев Г. Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М., «Наука», 1972, с. 186—228.

Dehlinger P. Evidence regarding the development of Juan de Fuca and Gorda Ridges in the NE-Pacific Ocean, Trans. N. Y. Acad. Sci., 1969, 1, N 4, p. 379—403.

Dietz R. Marine geology of Northwestern Pacific. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 65, N 12, 1954, p. 1199—1224.

- Glassley W., Karig D. Dacite and related sediment from the West Mariana Ridge, Philippine Sea, *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1970, v. 81, N 7, p. 2143—2146.
- Fisher A. et al. Initial reports of the Deep Sea Drilling Programme. U.S. Govt. Printing Office, D. C. 1971, v. 6, 1329 p.
- Fraucheteau J., John G., Craig H. Magnetisation of a recently discovered seamount in the Central Pacific. *Geophysics*, 1969, v. 34, N 4, p. 645—651.
- Herzer R. H. Bowie seamount a recently active flat-topped seamount topography of the Pacific Basin. *Canadian Journ. Earth. Sci.*, 1971, v. 8, N 6, p. 676—687.
- Hoshico M., Fujiwara Y., Kinoshita Y. Classification of seamount topography of the Pacific Basin. *Tokai Univ. Coll. Marine Sci. and Technology Journ.* 1970, N 4, p. 1—10.
- Iwabuchi Y. Echograms of the deep sea floor south of Honshu, Japan. *Geol. Soc. Japan Journ.* 1963, v. 60, p. 473—488.
- Karig D. Ridges and basins of the Tonga—Kermadec Island arc system. *Journ Geophys. Research*, 1970, v. 75, N 2, p. 239—254.
- Karig D., Peterson M., Shor G. Sediment-capped guyots in the Mid-Pacific Mountains, Deep-Sea Research, 1970, v. 17, N 2, p. 373—378.
- Karig D. Structural history of the Mariana Island Arc system. *Bull. Geol. Soc. of Amer.*, 1971, v. 82, p. 323—344.
- Kibblewhite A., Denham R. The bathymetry and total magnetic field of the Soutr Kermadec ridge seamounts. *N. Zel. Journ. Sci.*, 1967, N 10, p. 52—67.
- Lonsdale P., Notmark W., Newman W. Sedimentation and erosion on Horison guyot. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1972, v. 83, N 2, p. 289—316.
- Maxwell J. C. Continental drift and a dynamic earth. *Amer. Scientist*, v. 56, N 1, 1968, p. 35—51.
- Menard H. W. Deformation of the northeastern Pacific Basin and the west coast of North America. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1955, v 66, p. 1149—1198.
- Menard H. W., Ladd H. Oceanic islands, guyots and atolls. In "The Sea", 1963, v. 3, p. 365—387.
- Schwartz M. L. Seamounts as sea-level indicators. *Bull. Geol. Soc. of Amer.*, 1972, v. 83, N 10, p. 2975—2980.
- Vine F. J. Spreading of the ocean floor—new evidence, *Science*, v. 154, N 3755, 1966, p. 1405—1415.
- Wardley A. The great fault zones of the NE-Pacific. *Sheffield Univ. Geol. Soc. Jour.*, 1969, v. 5, N 6, p. 164—168.
- Woodward D. I. Gravity and magnetic anomalies over the Derwent—Hunter guyot, Tasman Sea, *New Zealand Journ. Geology and Geophysics*, 1970, v. 13, N 1, p. 117—125.

To geomorphology of seamounts in the Pacific

A. I. Konukhov

SUMMARY

Seamounts mountains of the Pacific are grouped into five categories according to peculiarities on their places and relations with tectonic structures of the oceanic bottom: systems of marginal volcanic arcs (Mariana Arc, Bonin Ridge, Tonga—Kermadec Ridge and others); systems of central oceanic underwater ridges and swells (Emperor Seamount Chain, Hawaiian Ridge, Line Ridge, Tuamotu Ridge and others); the zone of the East Pacific Ridge, Juan de Fuca Ridge and others); the fracture zones in the East Pacific and block ridges; isolated mountains and mountain chains in oceanic basins (the Northwest basin, East Mariana basin and others). The main morphologic peculiarities of seamounts from each group are considered.