

ПОДВОДНЫЕ ГОРЫ



НЕДРА

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
НАУЧНО-ПРОИЗВОДСТВЕННОЕ ОБЪЕДИНЕНИЕ «СЕВМОРГЕО»
Научно-исследовательский институт геологии Арктики

550.3 + 551.21

ПОДВОДНЫЕ
ГОРЫ
(Проблемы
геофизического изучения)

Под редакцией акад. Г. С. ДЗОЦЕНИДЗЕ



ЛЕНИНГРАД «НЕДРА» ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ 1978

2642

Подводные горы (Проблемы геофизического изучения). Л., «Недра», 1978. 163 с. (М-во геологии СССР. Науч.-произв. объединение «Севморгео». Науч.-исслед. ин-т геологии Арктики). Авт.: Р. М. Деменицкая, А. М. Городницкий, В. Д. Каминский, Э. М. Литвинов.

В книге обобщены и систематизированы результаты изучения подводных гор. На основании комплексного анализа фактического материала предложена новая классификация областей распространения подводных гор, обсуждены вопросы образования и геологического развития подводных вулканов.

Важный раздел книги — разработка оригинального подхода к интерпретации физических полей, развитых над подводными горами.

Книга рассчитана на широкий круг исследователей — геофизиков, геологов, океанологов, географов и других специалистов, интересующихся изучением океана.

Табл. 10, ил. 43, список лит. 204 назв.

Авторы *Р. М. Деменицкая, А. М. Городницкий,
В. Д. Каминский, Э. М. Литвинов*

ОГЛАВЛЕНИЕ

От редактора	4
Введение	5
Раздел 1. Подводные горы и вулканические острова	8
1. Морфология и тектоника океанического дна	—
2. Распространение подводных гор на океаническом дне	21
3. Магматизм океанической коры и образование подводных гор	43
Раздел 2. Геолого-геофизическая характеристика	51
1. Геолого-геоморфологическая характеристика	—
2. Гравитационное поле	55
3. Магнитное поле океана и подводных гор	67
4. Структура земной коры в районах развития подводных гор	86
5. Геолого-геофизические особенности	87
Раздел 3. Анализ аномального магнитного поля	99
1. Способы интерпретации аномального магнитного поля	—
2. Интерпретация аномального магнитного поля над подводными горами	117
Раздел 4. Геодинамика подводных гор в свете современных тектонических концепций	137
1. Предварительная типизация подводных гор	—
2. Генезис и развитие подводных гор в свете современных геотектонических концепций	145
3. Металлогенические аспекты	148
Заключение	151
Список литературы	155

ОТ РЕДАКТОРА

Авторы монографии задалась целью впервые осветить проблемы, связанные с подводными горами, представляющими собой один из важнейших элементов дна океанов. Всестороннее изучение подводных гор обещает дать богатейшую информацию о развитии океанических плит Земли.

В работе дана характеристика изученных к настоящему времени подводных гор. Авторы правильно считают, что в большинстве случаев подводные горы — это потухшие или активные вулканы, и нет сомнения, что их изучение представляет большой интерес для понимания эволюции магматизма океанов. По-видимому, не менее важна практическая задача — прогноз полезных ископаемых на океаническом дне. В последней главе весьма удачно излагается значение вулканизма океанического дна в формировании залежей ряда полезных ископаемых.

Конечно, не все гипотезы, касающиеся интерпретации геофизических данных, образования подводных гор и эволюции океанического вулканизма, являются убедительными, но все они находятся на уровне современных наук о Земле.

Книга, безусловно, будет с интересом встречена геологами, геофизиками, геохимиками, геоморфологами, океанологами и вообще всеми, кто интересуется вопросами эволюции нашей планеты.

Г. С. Дзопенидзе

ВВЕДЕНИЕ

Освоением Мирового океана и его природных ресурсов человек начал заниматься издавна, однако только со второй половины XIX в. исследователи стали получать ответы на вопросы о структуре океанического дна и его потенциальных возможностях.

Освоение минеральных ресурсов Мирового океана на всех этапах, начиная с научного прогнозирования, — задача неизмеримо более сложная, чем освоение суши. На суше этот процесс происходил постепенно: веками и десятилетиями накапливались данные, составлялись геологические представления, которые либо опровергались, либо подкреплялись последующими разведкой и добычей полезных ископаемых. На следующем этапе путем синтеза и анализа колоссального фактического материала выявлялись общие закономерности распространения определенного вида полезных ископаемых или минеральных ассоциаций и давались прогнозные оценки площадей.

Возрастающие потребности в минеральных ресурсах заставляют нас форсировать изучение и освоение Мирового океана. Поскольку нам необходимо получить интересующую нас информацию в самое ближайшее время, а площадь обследования более чем на 70% превышает площадь суши, процесс освоения Мирового океана должен начаться с выявления общих закономерностей. От того, насколько достоверно удастся понять природный металлогенический процесс или нефтегазообразование в океанической коре, будет зависеть дальнейший научно-технический прогресс.

За последнее двадцатилетие различными геофизическими и геологическими методами на океанах проведены обширные исследования и получена информация, которая легла в основу познания общих процессов развития Земли, в основу новых представлений о тектонике планеты и генезисе океана.

Мировой океан (включающий Тихий, Индийский, Атлантический и Северный Ледовитый океаны, а также их окраинные и внутренние моря) в геологическом отношении представляет собой чрезвычайно сложное гетерогенное, разновозрастное и нестационарное образование, имеющее свои закономерности глу-

бинного строения и размещения полезных ископаемых, в принципе во многом отличающиеся от таковых на суше. По ориентировочным оценкам советских и зарубежных исследователей, ресурсы нефти и газа морей и океанов могут оказаться равными или превышающими ресурсы континентов. Так, уже сейчас на шельфах Атлантического, Тихого и Индийского океанов обнаружено более 600 месторождений нефти и газа. Нефтегазопроявления получены не только на материковой окраине, но и во многих скважинах глубоководных частей океана, например в Мексиканском заливе, Карибском, Японском, Росса, Красном, Аравийском и других морях, что имеет огромное принципиальное значение как в оценке общих запасов нефти на планете, так и в отношении генезиса этого полезного ископаемого. Что касается твердых полезных ископаемых, можно отметить широкое распространение на дне океана железо-марганцевых конкреций (более 500 полей), причем плотность полей достигает 12 тыс. т/км², а запасы железо-марганцевых конкреций практически неисчерпаемы и не имеют аналогов на материках. Если учесть к тому же, что эти конкреции содержат такие дефицитные компоненты, как марганец, кобальт, никель, медь, то целесообразность поисковых работ не оставляет сомнений. Большую ценность представляют также металлоносные илы и сульфидные рассолы, несущие в себе запасы драгоценных металлов, связь которых с тектоникой океанического дна еще менее ясна.

Спорадическое распространение подводных гор вулканического происхождения — особенность, присущая только дну океана. Это явление еще только начинает привлекать к себе внимание геологов, а комплекс полезных ископаемых, связанный с этим вулканизмом, только начинает обрисовываться. Лишь в одном Тихом океане насчитывается более 10 000 подводных гор. Можно утверждать, что подводные горы в качестве неотъемлемого элемента входят в состав всех наиболее крупных геоструктур океана — срединных хребтов, вулканических цепей, архипелагов и островных дуг. Помимо этого, известны обширные участки океанического дна — абиссали, к которым практически неприменимо понятие абиссальной равнины, так как здесь насыщение подводными горами столь велико, что такие районы скорее можно отнести к «подводным горным странам», своеобразие которых заключается в том, что их объединяет плоский, абсолютно горизонтальный цоколь.

Таким образом, развитие подводных гор на дне Мирового океана представляется не как изолированное, частное явление. Они распространены на площади более 300 млн. км², причем не хаотично, а закономерно, хотя эта закономерность пока еще не всегда очевидна, не всегда однозначно увязывается с региональной тектоникой, не всегда еще ясна история геологической эволюции вмещающих их провинций, а в ряде случаев подвод-

ные горы, возможно, являются не следствием, а причиной своеобразия тектоники региона.

Наконец, представляет интерес и еще один достаточно неожиданный аспект влияния подводных гор на интересы человечества, связанные с океаном. В связи с расширением границ территориальных вод до 200-мильной зоны особое значение приобрели установленные скопления рыбы и концентрация биомассы не только в пределах мелководных плосковершинных банок, но и изолированных подводных гор глубоководного ложа океана. Накопление новых фактов идет быстрыми темпами. Возможно, механизм образования подводных гор может оказаться той необходимой деталью, которую следует «уложить в фундамент» новой единой концепции развития Земли.

Исходя из приведенного «широкоформатного», но достаточно беглого обзора с очевидностью можно говорить о том, что успех морских поисково-разведочных работ ближайшего будущего будет определяться тремя основными факторами: достоверными теоретическими представлениями о ходе эволюции литосферы и ее осадочной оболочки, обоснованным районированием Мирового океана по перспективам поисков различных видов полезных ископаемых и, наконец, выявлением связи вторичных геоморфологических, геологических деталей, особенностей строения конкретных регионов, распределения полезных ископаемых.

Раздел 1

ПОДВОДНЫЕ ГОРЫ И ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОСТРОВА

1

МОРФОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА ОКЕАНИЧЕСКОГО ДНА

Исследования Мирового океана в последние два десятилетия привели к раскрытию удивительной картины упорядоченности основных морфоструктур океанического дна. По классификации Б. Хизена с соавторами [54], дно океанов подразделяется на три крупнейшие морфологические провинции: материковую окраину, ложе океана и систему срединно-океанических хребтов.

Материковая окраина — крупнейший элемент рельефа, образуемый континентальным шельфом, или материковой отмелью (с глубинами до 200 м), материковым склоном и материковым подножием. Ложе океана состоит из абиссальных равнин и холмов. Абиссальные равнины — это выровненные котловины, имеющие уклон поверхности дна менее 1:1000. Океаническое поднятие представляет собой широкое, относительно выровненное возвышение, измеряемое сотнями квадратных километров, которое не связано ни с материковой окраиной, ни с системой срединно-океанического хребта. Типичными примерами могут служить Бермудское, Сьерра-Леоне и другие поднятия.

Наиболее характерной особенностью рельефа дна океанов является существование системы срединно-океанических хребтов. Общая протяженность их более 74 тыс. км. Срединно-океанический хребет представляет собой широкий со сглаженным рельефом или увенчанный пиками гор вал, разбитый поперечными и продольными трещинами, со сдвигами и кулисообразными заходами. Ширина его от 200 до 3000 км (рис. 1). По грандиозности эта структура не имеет аналогов на суше.

Центральная часть хребта нередко рассечена рифтовой долиной, которая представляет собой узкое (около 30 км в ширину) ущелье с вертикальными стенками и плоским дном. Дно ущелья часто находится глубже дна примыкающих к склонам хребта абиссальных котловин. Параллельно рифтовым долинам по обеим сторонам проходят расчлененные гребневые горы. Все главные элементы системы приблизительно параллельны оси срединного рифта и иногда материковому склону, как будто

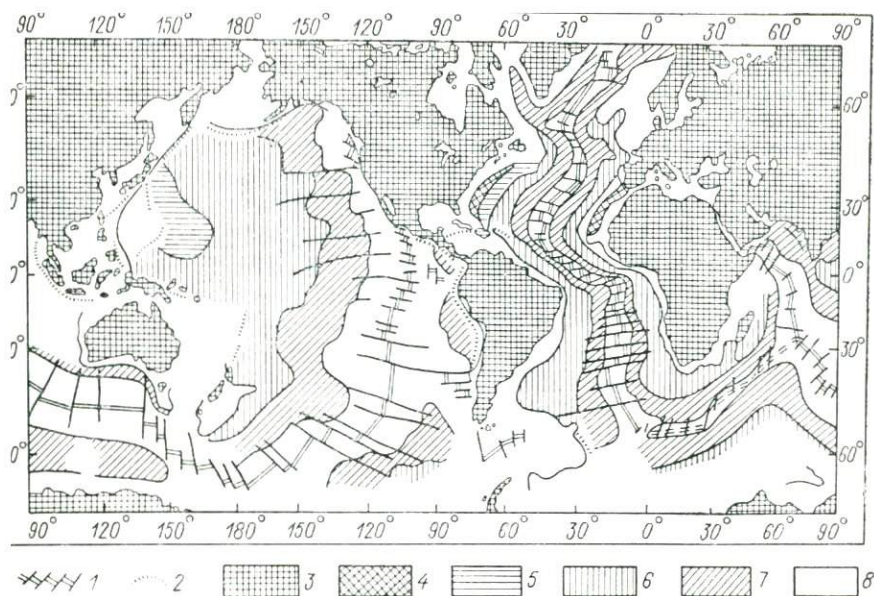


Рис. 1

Срединно-океанические хребты и возраст океанической коры. По В. В. Федьинскому и др. [86].

1 — рифтовая долина и трансформные разломы; 2 — островные дуги; 3 — суша; 4—8 — возраст (4 — ранняя — поздняя пермь, 5 — ранний триас — поздняя юра, 6 — ранний — поздний мел, 7 — ранний — средний палеоген, 8 — поздний палеоген — четвертичный).

все они представляют собой подчиненные разломы и трещины на дне одного большого тектонического нарушения океанической котловины.

В структуре системы срединно-океанических хребтов привлекают внимание многие особенности. Так, в отдельных океанах хребты срединного типа могут располагаться с отклонением от медианной линии океана, например хр. Карлсберг в Индийском, Гаккеля (Срединно-Арктический) в Северном Ледовитом, Восточно-Тихоокеанское поднятие в Тихом океанах. Наряду с этим некоторые океаны, например Индийский, обладают как бы двумя «срединными» системами: меридиональной — между Африкой и Австралией — и широтной — между Антарктидой и Азией.

Срединно-океанические хребты имеют различные стадии развития, вследствие чего они по-разному выражены в рельефе дна океана. Весьма важным является то обстоятельство, что срединно-океанические хребты в некоторых районах продолжают на материк в виде более или менее четких рифтовых поднятий и впадин, например центральный грабен Исландии, рифтовые системы Африки, Калифорнии и Восточной Сибири.

В других случаях срединно-океанические хребты по трансформным разломам сочленяются с островными дугами (район Новой Зеландии и дуги Скоша).

Помимо срединно-океанических на дне океана развиты хребты, имеющие другие морфологические, геофизические и генетические особенности, существенно отличающие их от срединной системы. К числу таких относятся хребты Ломоносова, Китовый, Восточно-Индийский и др. Последние морфоструктуры, так же как и образования микроконтинентов и развитых над ними островов, изучены еще крайне недостаточно и поэтому в настоящей работе не рассматриваются.

Срединно-океанические хребты представляют собой важнейшую мобильную тектоническую систему океанических областей. Как никакая другая тектоническая структура на земном шаре, они обладают весьма характерными геологическими и геофизическими особенностями: сейсмичностью, высоким тепловым потоком, гравитационными и магнитными аномалиями, расчлененным горным рельефом, рифтовой долиной, утоняющейся корой и многими другими, комплекс которых позволяет однозначно определять «срединные» признаки океанического дна даже на тех участках, в рельефе которых в настоящее время поднятие или рифт отсутствуют. Эти особенности дают возможность соединять разрозненные или слабовыраженные в рельефе участки хребтов в единую глобальную систему. Проблема рифтовых зон, первоначально возникшая как специфически геоморфологическая, превратилась в одну из важнейших проблем тектоники океанического дна. Основные океанические бассейны, так называемое ложе океана, имеют среднюю глубину около 5 км и характеризуются системой котловин, иногда осложненных разломами, вулканическими хребтами или системами подводных гор.

Какие же положительные формы рельефа можно отнести к подводным горам?

В 1952 г. Международный комитет по номенклатуре форм рельефа дна океанов утвердил следующую терминологию для подводных форм рельефа.

Подводная гора — изолированные или сравнительно изолированные поднятия глубоководного дна высотой 1000 м и более.

Подводный пик — подводная гора с остроконечной вершиной.

Гайот — подводная гора, расположенная на глубине не менее 200 м, вершина которой представляет собой гладкую платформу. Этот термин (по имени первооткрывателя этих подводных гор американского географа и геолога А. Гайо) был предложен в 1946 г. Г. Хессом для плосковершинных подводных гор, в изобилии обнаруженных им при промерах в Тихом океане,

Океаническая банка — плосковершинная подводная гора при глубине над вершиной менее 200 м.

В настоящее время с повышением точности замера глубин становится возможным определять все большее количество элементов рельефа океанического дна, что вызывает необходимость в расширении круга терминов. Приведенные ниже термины для форм рельефа океанического дна второго порядка составлены по данным Р. Фейрбриджа, опубликованным в «Океанографической энциклопедии» [62].

Купол — отдельное поднятие, на 200 м возвышающееся над дном, с пологими склонами.

Холм, возвышенность — поднятие высотой до 700 м, встречается обычно в больших скоплениях (абиссальные холмы).

Подводная гора — отдельное поднятие, не ниже чем на 700 м возвышающееся над дном.

Гайот — столовая гора (океаническая банка) — плосковершинная, или «столовая», гора более или менее радиальной формы.

Подводный пик — банка с острой вершиной.

Подводный холм — незначительное поднятие на ровном морском дне.

Гряда подводных гор — ряд гор, вытянутых вдоль хребта или поднятия.

Цепь подводных гор — линейно расположенная серия подводных гор, поднимающихся независимо друг от друга над относительно ровным глубоководным дном.

Группа подводных гор — беспорядочная совокупность морских гор.

Приведенные примеры иллюстрируют существующие различия в терминологии локальных форм рельефа. Нам представляется, что пока не будет единого мнения о генезисе и истории развития подводных гор, не будет и общей терминологии. В своих дальнейших построениях авторы старались придерживаться терминологии Международного комитета по номенклатуре форм рельефа дна.

При описании горного рельефа обычно фиксируют два параметра: высоту горы от ее основания до вершины и глубину расположения верхнего среза (вершины) горы от поверхности океана. В соответствии с этим при изложении характеристик гор, по возможности, приводятся оба параметра.

Расположение подводных гор в различных океанах крайне неравномерно. Так, число подводных гор в северной части Атлантического океана сравнительно невелико; они образуют здесь цепочки и системы, например подводные горы Новой Англии, Угловое поднятие и др. (рис. 2). В то же время в северо-западной части Тихого океана дно буквально усеяно горами (рис. 3). Чрезвычайная неравномерность распределения



Рис. 2
Подводные горы Новой Англии.

Рис. 2—4 — фрагменты физиографической карты Мирового океана, по В. Хизену и М. Тарп.

подводных гор проявляется также и в Индийском океане (рис. 4).

Причины такой неравномерности определяются сложным характером связи подводных гор, являющихся по большей части вулканами с интенсивной геодинамикой дна океанов. Наиболее разработанной гипотезой о происхождении дна океана, впитавшей в себя разнообразные геологические и геофизические данные, включая бурение океанического дна в более чем 400 пунктах Мирового океана, является гипотеза разрастания, или расширения (спрединга), океанического дна.

Согласно современным представлениям, океаны не всегда занимали такое, как сейчас, положение на поверхности Земли. Хотя общий возраст Мирового океана не менее 2 млрд. лет, положение океанических бассейнов и их глубина на протяжении геологической истории Земли, по-видимому, неоднократно изменялись, причем наряду с постепенными, медленными или даже спорадическими изменениями океанического дна, с эпохами замирания, существовали две (или более) крупные «революционные» эпохи, которые в корне меняли архитектуру поверхности Земли, причем не только облик горных цепей и глубоководных котловин, но и положение континентов на планете.



Рис. 3

Подводные горы в северо-западной части Тихого океана.

Океаническое дно в соответствии с эволюцией океанической коры и активизацией глубинных процессов, приводящих к массовому внедрению расплавов, непрерывно обновляется. Концепция разрастания океанического дна, предложенная Г. Хессом, строится на представлении, что дно океанов раздвигается в стороны от узкой трещины, представляющей собой рифтовую долину и приуроченной к осевой части подводных срединных хребтов. Вулканический материал в виде жидкого базальта поднимается из мантии Земли, заполняет трещину и постепенно образует новую океаническую кору [128].

Поскольку жидкий базальт поднимается по осевой трещине океанических хребтов и затвердевает, он должен намагничиваться в направлении магнитного поля Земли, которое в это время преобладает. Так как новая океаническая кора образовывалась постоянно, то новые порции глубинного материала раздвигали океаническое дно в стороны от осевого хребта;

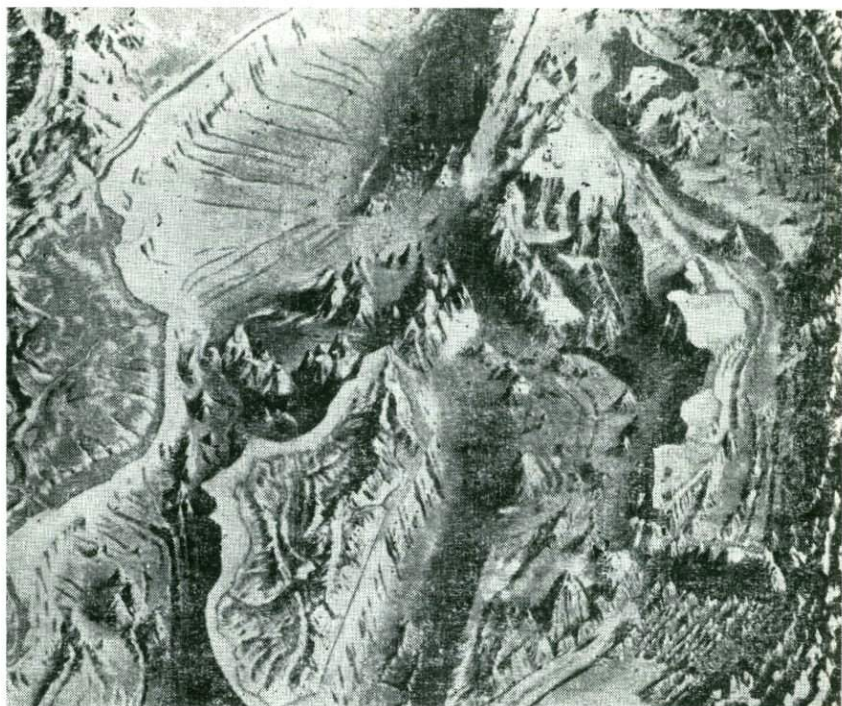


Рис. 4

Подводные горы в западной части Индийского океана.

вследствие этого по обе стороны хребта должны располагаться полосы, направление намагниченности которых одинаково. В результате возникала система парных параллельных полос, создающих билатеральную симметрию аномального магнитного поля. Помимо характерного магнитного поля, которому присуща интенсивная положительная аномалия, над зоной рифта вдоль осевой части срединного хребта наблюдаются существенно повышенные значения теплового потока, а также активная сейсмичность с малыми глубинами очагов землетрясений. Таким образом, можно считать, что в остывших лавах, излившихся из разрастающейся рифтовой долины, запечатлены, «законсервированы», инверсии магнитного поля Земли.

Обратившись к фактическим данным об аномальном магнитном поле, осям линейных магнитных аномалий с единой нумерацией для всего Мирового океана и шкале времени магнитных инверсий, В. В. Федынский с соавторами [86] составил карту возраста океанического дна (см. рис. 1). Эти же данные позволили различным авторам [86] вычислить скорость разрастания океанического дна. Полученные значения скорости рас-

положены в диапазоне от 0,5 до 19 см/год. Изменение скорости процесса имеет четкую региональную закономерность, т. е. для определенных секторов Земли характерны либо максимально высокие (Тихий океан), либо минимальные скорости разрастания (Северный Ледовитый океан). Океаническое дно, кроме того, претерпевает временные изменения, но каждый океан, разрастаясь со своей средней скоростью, в действительности разрастается не с постоянной, а переменной скоростью. Нарастивание коры претерпевает как ускорение, так и замедление в ходе общего процесса, вплоть до полных остановок, что установлено из анализа магнитных аномалий Мирового океана. Более того, оказалось, что скорость разрастания океанического дна накладывает отпечаток и на характер подводного рельефа: средние углы наклона рифтового хребта вкост его простираения существенно зависят от скорости разрастания. Чем выше скорость разрастания, тем положе углы наклона; чем быстрее скорость раскрытия осевой зоны, тем регулярнее рельеф дна.

Косвенным признаком неравномерности процесса разрастания может служить и характер поступления свежего вещества в рифтовые зоны, которое происходит как постепенно, эволюционно, так и внезапно, революционно, с выбросами и взрывами. Примером активного выхода глубинного вещества на поверхность дна, а затем и на дневную поверхность может служить внезапно образованный в Атлантическом океане на срединно-океаническом хребте о. Сёртсей (рис. 5).

Глобальное изменение разрастания океанического дна помимо характерного магнитного поля М. Юинг и его соавторы [107] попытались обосновать другими данными. Они нашли, что распределение осадков в Тихом океане несовместимо ни с какой гипотезой, согласно которой океаническое дно двигалось бы с постоянной скоростью. Этот процесс может быть достоверно описан при допущении прерывисто-поступательного движения, хотя неясности в этом процессе и его следствиях остаются. Некоторые детали указывают на сложный характер разрастания. Так, до сего времени нет объяснения, почему в северной части Тихого океана нет таких мощных осадков, которые установлены в Атлантическом, Индийском и Северном Ледовитом океанах.

Наряду с примерами классического разрастания океанического дна в настоящее время с помощью магнитной шкалы и учета характера разломов удалось расшифровать и более сложные случаи разрастания, такие, как разрастания диагональные, на границе трех плит, без срединно-океанического хребта (т. е. не выраженное в рельефе дна), с разворотом оси хребта и многие другие, определяемые по рисунку аномалий и конфигурации разломов, а также и такие, при которых магнитные аномалии, являющиеся основным диагностическим признаком направления и скорости разрастания, теряют свою четкость. Последний слу-

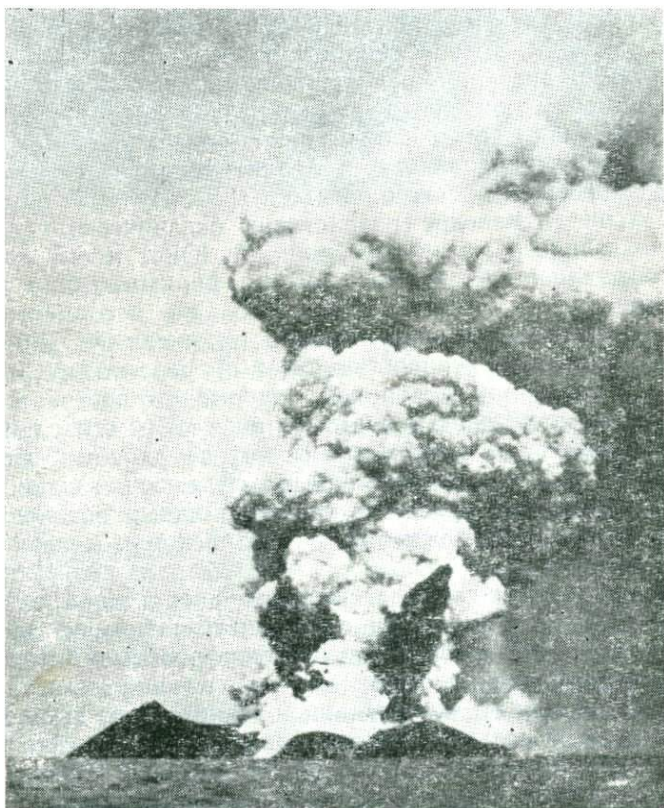
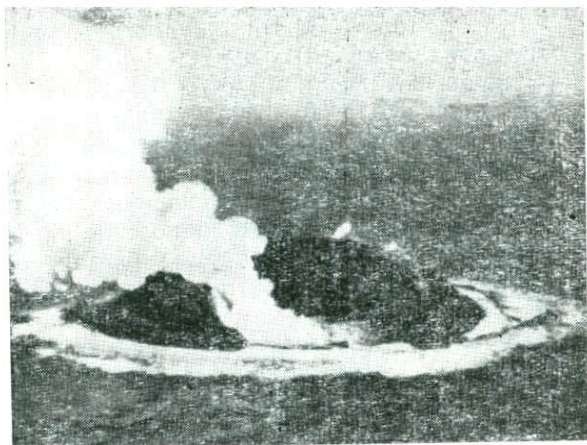


Рис. 5
Образование вулканического о. Сёртсей.

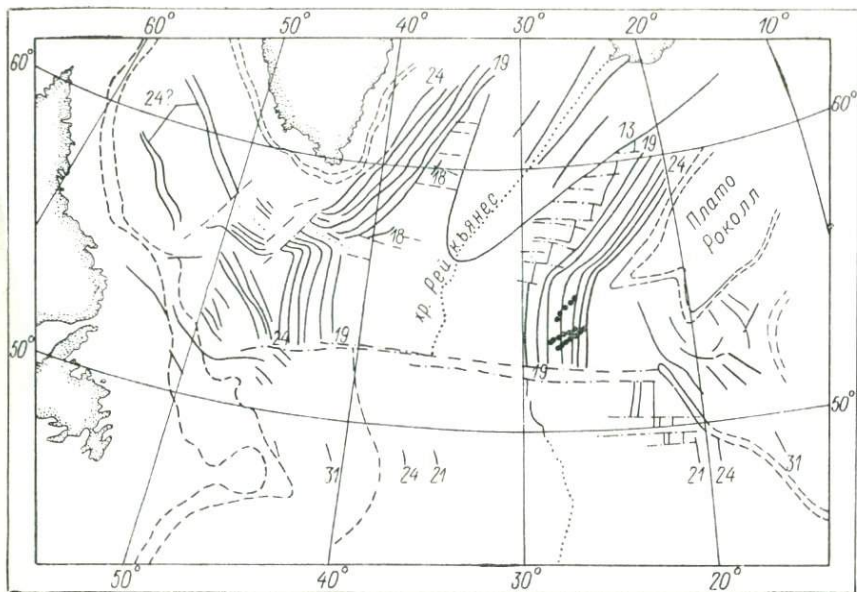


Рис. 6

Примеры сложного разрастания океанической коры в Северной Атлантике.
По П. Фоггу и О. Эвери.

1 — оси опознанных магнитных аномалий и номера аномалий по Ламонтской шкале; 2 — оси разрастания срединно-океанических хребтов; 3 — контуры материкового склона; 4 — трансформные разломы; 5 — цепочки подводных гор, секущие магнитные линсаменты.

чай имеет место при чрезмерно низких скоростях разрастания, что приводит к образованию сильно расчлененного рельефа дна, нарушающего простоту аномалий, создающего их суперпозицию.

Обобщенная схема разрастания океанической коры от срединного хребта к периферии является, конечно, сугубо упрощенной моделью. На дне океана имеется большое количество структурных элементов, не укладывающихся в такую классическую схему и требующих каких-то дополнительных, иногда достаточно локальных источников тектонической энергии (рис. 6). Это относится, например, к областям западной части Тихого океана, наиболее насыщенной подводными горами. Простирающиеся магнитные линсаменты на западе океана не совпадают с простираемием срединного Восточно-Тихоокеанского поднятия, что заставило предположить существование палеосрединных хребтов*.

* Характер аномального поля и рельеф дна не совпадают и на севере Гренландского моря (см. рис. 6).

В еще большей степени обобщенная схема разрастания дна не укладывалась в представление о генезисе асейсмичных (типа поднятия Риу-Гранди, Китового и др.), системы вулканических (типа Гавайского, Императорских гор, вала Туамоту) или фрагментов срединных хребтов, проявивших аномальную активность, например в Исландии. Этот вопрос был исследован У. Морганом, выдвинувшим идею «горячих точек» [153, 154].

Молодость океанического дна во всех океанах в настоящее время, по-видимому, установлена достаточно определенно. Возраст самых древних океанических осадков, обнаруженных в Северной Атлантике непосредственно за пределами материковой суши, составляет 165 млн. лет, т. е. соответствует средней юре. Этот факт свидетельствует о существовании здесь в мезозое океана, открывавшегося со скоростью разрастания, вдвое большей современной. Возможно, в северной части Тихого океана мог быть обнаружен более древний фундамент, если бы не слои кремнистых пород, препятствующих бурению. Последние встречаются также в Северной Атлантике, где служат важным опорным сейсмическим горизонтом.

Крайне важной чертой тектоники океанического дна являются зоны разломов, в некоторых случаях контролирующее распределение подводных гор. Зоны разломов имеют вид сравнительно узких протяженных полос со значительно более расчлененным рельефом, чем на смежных участках дна, и нередко сопровождаются желобами. Классическим примером подобной тектонической структуры является зона разлома Мендосино, представленная асимметричным хребтом с впадиной у подножия уступа. Средний перепад глубин в пределах зоны разлома может достигать 1 км. Зоны разломов Атлантического и Индийского океанов еще более контрастны по рельефу, например, в зоне разлома Романш на отдельных участках глубины дна превышают 7,5 км.

Несмотря на то что имеются данные о наличии вертикальных движений по зонам разлома, наиболее характерны для них горизонтальные сдвиговые перемещения. Смещение магнитных аномалий позволило, например, определить, что по разлому Мендосино произошел левый сдвиг с амплитудой около 1170 км. Это наибольший из известных в настоящее время горизонтальных сдвигов на дне океана. Зоны разломов охватывают океаническую кору и верхнюю мантию, поэтому их исследование представляется очень важным.

Подобные разломы, именуемые трансформными, являются пассивными границами океанических литосферных плит, по которым плиты сдвигаются относительно друг друга. Осевая зона разрастания океанических хребтов не прослеживается непрерывно, она разрывается и нарушается трансформными раз-

ломами, которые местами образуют клифы (высокие обрывы). Если две жесткие плиты по обе стороны хребта, расщепленного зонами разломов, раздвигаются, перемещаясь по сферической поверхности Земли, то их относительным движением должно быть вращение вокруг некоторой точки, названной полюсом разрастания. Ось вращения, проходящая через этот полюс и центр Земли соответственно получила название ось разрастания. Если единственное движение в зоне разломов — это скольжение двух плит относительно друг друга, тогда зоны разломов должны ориентироваться вдоль параллелей, нанесенных относительно полюса разрастания, и скорости разрастания в любой точке хребта должны быть пропорциональны кратчайшему расстоянию этой точки до оси разрастания.

Именно такую картину и можно наблюдать в современном океане. Достаточно обратиться к карте, где нанесены оси трансформных разломов в Мировом океане, чтобы убедиться, что разломы такой почти математической упорядоченности могут быть созданы только единым механизмом, действующим в пределах всего земного шара. Первоначально, когда исследователи океана находились под «шоковым воздействием» покоряющей простоты строения поверхностной тектоники дна, причину образования трансформных разломов видели лишь в дифференциации скоростей раздвижения по простиранию рифтовых зон. Однако повсеместное развитие таких разломов на океаническом дне заставило искать другие причины их возникновения. И сейчас, несмотря на непоколебимость основного краеугольного камня тектоники океана — линейности основных ее элементов, общая тектоническая картина предстала значительно более сложной. Возвращаясь к трансформным разломам, укажем, что в последнее время выявлены районы, где, по существу, неприемлемо понятие «геоплит» — субпараллельные трансформные разломы разбивают океаническую литосферу на систему двумерных узких лент. Кроме того, все более значимым становится тот факт, что количество и характер развития трансформных разломов в пределах различных участков океанических плит связаны с целым комплексом факторов.

Все это свидетельствует о достаточно сложной природе этих «пассивных» границ океанических плит. Изучение данных дизъюнктивов на дне океана, по-видимому, позволит приблизиться к решению общей проблемы образования современного лика океанического дна и возрастных соотношений отдельных его частей. Нередко такие разломы бывают небольшой протяженности и срезают хребты в их изогнутых частях. Дж. Уилсон считает, что деформации — растяжение на хребтах и, очевидно, сжатие в островных дугах — должны передаваться следующей структуре через разлом, который трансформирует, например, дугу с хребтом [197, 198]. Понятие трансформный, или пере-

ходный, разлом оказалось очень удачным для объяснения тектоники дна, позволило уяснить взаимную роль хребтов и поперечных к ним разломов, оценить их значение в развитии подводного вулканизма.

И, наконец, говоря о горизонтальных, огромных по величине передвижениях океанической коры, нельзя не отметить и то, что, как показало бурение по международной программе глубоководного бурения ДЖОИДЕС, выполненной на американском судне «Гломар Челленджер», океаническое дно претерпело также большие и быстрые вертикальные смещения. Последующее изучение процессов геологического развития океанического дна, вероятно, позволит определить роль и значение вертикальных и горизонтальных движений в рамках гипотезы тектоники мобильных литосферных плит.

Общей гипотезой расширения морского дна не исключается, а, наоборот, обуславливается обязательное проседание коры по мере движения литосферы от оси хребта. Однако выявлены участки земной коры в районах плато Рокколл, поднятия Риу-Гранди, хребтов Восточно-Индийского, Барбадосского, Брокен, холма Орфин, плато Натуралистов и др., где наблюдается значительное поднятие дна, пока еще не нашедшее удовлетворительного объяснения с позиций роста новой коры за счет разрастания вдоль оси хребта. На Гавайском вулканическом хребте, рост которого с общих позиций должен обуславливаться локальной областью разогрева мантии и интрузиями типа «горячей точки», во всех пяти пунктах бурения обнаружен одинаковый тепловой поток, близкий к нормальному, а не разный, как предусматривается теорией.

Оценка мощностей осадочного и второго океанического слоев в сопоставлении со средними скоростями осадконакопления, определенными по керну скважин, позволяет сделать вывод о том, что западная часть Тихого океана в целом имеет значительно более древний возраст, чем восточная. Отдельные структуры на западе (например, поднятие Шатского) образовались не позднее палеозоя, а возможно и значительно раньше. Указанный район Тихого океана, по-видимому, прошел длительную и сложную историю геологического развития. В позднепалеозойское время он, вероятно, являлся областью активного разрастания, а с конца мезозоя стал районом деструкции земной коры.

Возникновение и последующее развитие подводных гор и близких к ним по генезису вулканических островов происходит на фоне сложной тектонической жизни океанического дна и неразрывно связано с региональными процессами в земной коре и мантии.

Остановимся более подробно на связи генезиса подводных гор с возникновением и развитием океанической коры.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ ПОДВОДНЫХ ГОР НА ОКЕАНИЧЕСКОМ ДНЕ

Итак, одной из наиболее характерных особенностей геолого-геоморфологического строения дна Мирового океана является широкое распространение подводных гор (около 97% гор имеют вулканическое происхождение), а также близких к ним по генезису вулканических островов (рис. 7).

Подводные горы чрезвычайно интенсивно развиты в глубоководных районах океанов, в ряде случаев они образуют протяженные системы горных цепей, провинции и вулканические хребты. Так, по данным Г. Менарда [54], только в Тихом океане насчитывается более 10 000 подводных гор; по данным В. М. Литвина и М. В. Руденко [43], в Атлантическом океане, включая острова вулканического происхождения, — 1044; по данным Г. Б. Удинцева [80], общее число под- и надводных вулканов в Индийском океане — около 1000.

Такое широкое распространение подводных и надводных вулканов в пределах всех основных морфоструктур океанического дна делает их изучение одной из первоочередных задач, поскольку возникновение и развитие их непосредственно связано с генезисом и последующим тектоническим развитием океанической коры. Подводные и надводные вулканы в качестве элемента входят в состав таких значительных геолого-геоморфологических структур океанического дна, как вулканические хребты, архипелаги, островные дуги и поднятия. Отдельные районы абиссалий характеризуются «ураганным» количеством подводных гор, образующих своеобразные горные страны. Наиболее высокая насыщенность подводными горами отмечается в северо-западной части Тихого океана.

Несмотря на столь широкое распространение, количество подводных гор, детально обследованных геоморфологически и тем более изученных в геолого-геофизическом отношении, сравнительно невелико. Это заставляет с большой осторожностью относиться к обобщению результатов изучения отдельных гор или вулканических районов. Вместе с тем имеющиеся данные позволяют получить ценную информацию о генезисе подводных гор, их геологическом строении и характере тектоно-генетической связи с вмещающими региональными структурами океанической коры.

Остановимся кратко на геолого-геоморфологической характеристике подводных гор и близких к ним по генезису вулканических островов в отдельных океанах.

АТЛАНТИЧЕСКИЙ И СЕВЕРНЫЙ ЛЕДОВИТЫЙ ОКЕАНЫ

Атлантический океан. Первые подводные горы здесь были обнаружены экспедиционным судном «Альтаир» еще в 30-х го-

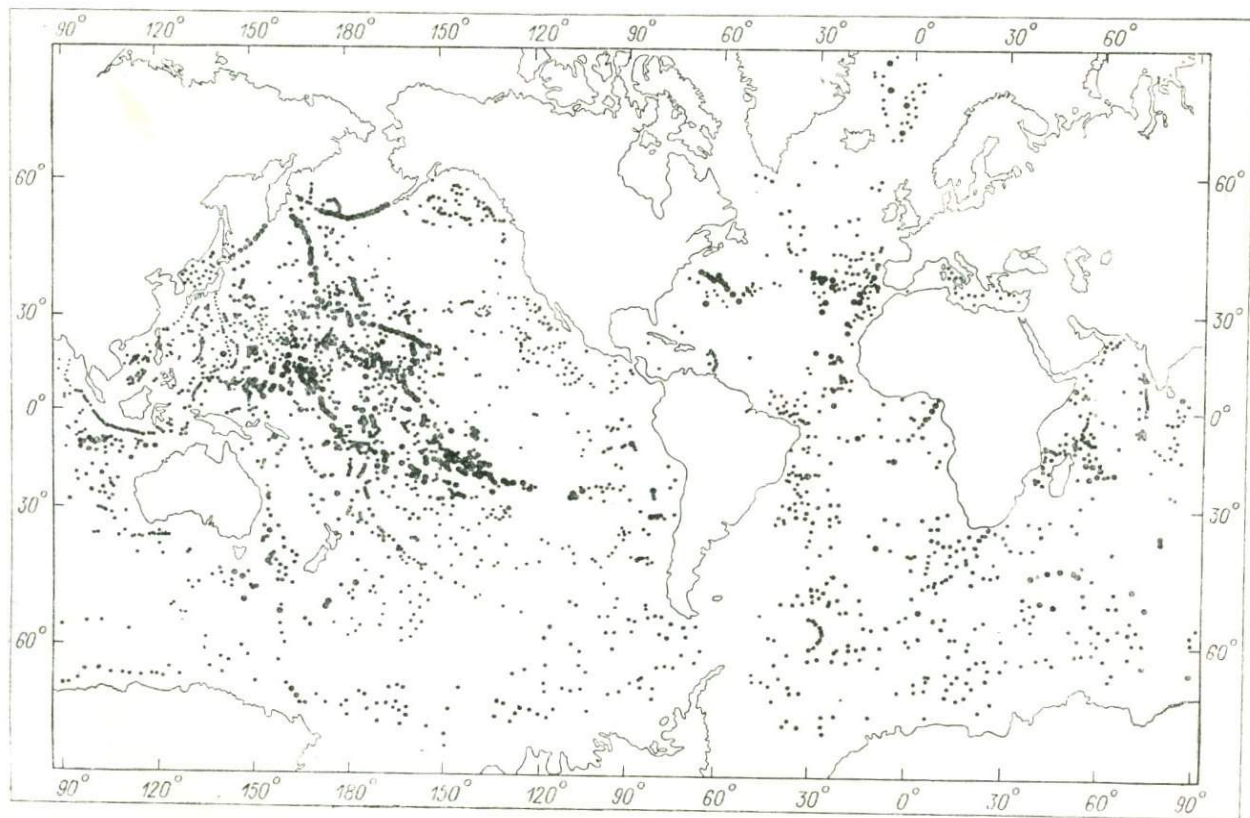


Рис. 7

Схема размещения подводных и надводных вулканов.

дах текущего столетия в районе Азорских островов. Большой вклад в изучение подводных гор Атлантического океана внесли советские и зарубежные исследователи, выполнявшие исследования на судах «Академик Курчатов», «Полюс», «Крузенштерн», «Седов», «Михаил Ломоносов», «Дмитрий Менделеев», «Петр Лебедев», «Академик Книппович», «Мьюр», «Вима», «Гекла», «Гаусс», «Антон Дорн», «Метеор» и др. Значительная работа по обобщению и систематизации материалов геолого-геоморфологического изучения подводных гор и вулканических островов Атлантического океана выполнена А. В. Ильиным [26, 27], А. В. Живаго [22], В. М. Литвиным и М. В. Руденко [43].

Анализ материалов геолого-геоморфологических и геофизических исследований, а также данных глубоководного бурения позволил установить, что большинство подводных гор и островов Атлантического океана вулканического происхождения. Наряду с этим в отдельных районах, расположенных, как правило, вдоль окраинных материковых структур (Бискайский залив, Иберийское краевое плато и др.), выявлены так называемые глыбовые горы, характеризующиеся блоковым строением и небольшой крутизной склонов. Их верхняя часть сложена осадочными и метаморфизованными породами, они слабо проявляются в магнитном и гравитационном полях. Число глыбовых подводных гор в Атлантическом океане сравнительно невелико: три горы обнаружены на Иберийском краевом плато [184], несколько гор выявлено в прол. Кайкос, в районе Большой Багамской банки, а также в Бискайском заливе [44], где на одной из них проведены детальные геолого-геоморфологические исследования.

На подводных горах глыбового типа Гаскония и Кантабрия выполнены сейсмопрофилирование и бурение. Гидромагнитная съемка была проведена на Иберийском краевом плато над глыбовыми горами Виго, Галисия и Опорто. Эти горы, как показали геологические исследования, сложены меловыми и юрскими известняками. В целом этот тип гор изучен недостаточно, поэтому вопрос об их происхождении остается дискуссионным. Большинство исследователей предполагает, что глыбовые горы возникли за счет активных вертикальных движений дна или являются отторгнутыми участками шельфа. Вместе с тем не исключено, что они могут быть связаны с погребенными вулканами.

В. М. Литвиным и М. В. Руденко выполнен подсчет гор различной высоты в пределах основных геоморфологических провинций океана: Срединно-Атлантического хребта, дна океанических котловин, материкового склона и переходных зон Мексиканско-Карибской и Южно-Антильской островных дуг. В зонах материкового склона, материкового подножия и глубоководных котловин подсчет велся отдельно для западной и восточной частей океана. Наибольшее число подводных гор при-

урочено к глубоководному ложу океана (569 гор); на втором месте по количеству гор провинция Срединно-Атлантического хребта (239 гор). В пределах материкового склона насчитывается 120, а в пределах зон островных дуг — 62 горы. Что касается плотности распределения подводных гор в Атлантике, то, по данным расчетов М. В. Руденко, в среднем в Атлантическом океане одна гора приходится на 87 тыс. км². В пределах отдельных геоморфологических провинций плотность распределения гор такова, тыс. км² на 1 гору: материковый склон — 61, глубоководное ложе океана — 51—85, Срединно-Атлантический хребет — 100. Таким образом, выше всего плотность подводных гор в глубоководных котловинах и меньше всего в районе Срединно-Атлантического хребта.

Результаты расчетов, кроме того, показали, что горы разной высоты распределены неравномерно. Наиболее широко распространены горы высотой 1—2 км (67% от общего количества подводных гор в океане). Характерной особенностью их является то, что встречаются они во всех геоморфологических провинциях. Вместе с тем наибольшее число гор приурочено к провинции Срединно-Атлантического хребта.

При переходе от подножия Срединно-Атлантического хребта к глубоководному ложу океана отмечается резкое увеличение числа крупных гор. К глубоководным котловинам Атлантического океана приурочены все горы высотой более 4 и большая часть гор высотой 3—4 км. В переходной зоне и в районах материкового подножия преобладают невысокие горы, однако встречаются и высотой 3—4 км. Следует отметить, что уменьшение числа крупных гор в областях материкового подножия, как показывают данные сейсмоакустических исследований, может быть связано с частичным погребением их под осадочным чехлом, мощность которого увеличивается по мере приближения к материковой окраине.

Помимо подводных гор в Атлантическом океане насчитывается около 60 вулканических островов. Большая часть их приурочена к восточной части океана, незначительная — к Срединно-Атлантическому хребту, несколько островов расположено в Западной Атлантике. Многие острова образуют архипелаги (Канарские, Бермудские, Азорские, Зеленого Мыса), однако встречаются и отдельно расположенные острова (Мадейра, Фернандо-По, Тринидад, Принсипи, Сан-Томе, Св. Елены и др.). По геологическому строению и геофизическим полям вулканические острова делятся на две основные группы: острова провинции Срединно-Атлантического хребта и глубоководных океанических котловин. По форме различают острова в виде конусов, усеченных конусов и реже изометрических глыб.

На некоторых островах обнажаются ядра вулканов, сложенных диабазами и сиенитами. В отдельных случаях отмечаются хорошо выраженные террасы. В состав магматических пород,

слагающих острова, входят базальты, фололиты и трахиты, иногда перекрытые пирокластическими отложениями или морскими известняками небольшой мощности [94, 186, 197], кое-где обнаружены дайки и интрузии перидотитов, пироксенитов и габбро. О-ва Сан-Паулу, Св. Петра и Св. Павла целиком сложены ультраосновными породами [94].

Возраст вулканических островов повышается в основном по мере увеличения их расстояния от осевой части Срединно-Атлантического хребта. Так, по данным Д. Бекера и Дж. Миллера, возраст расположенных в гребневой части Срединно-Атлантического хребта островов миоцен-плиоценовый или современный, в то время как о-ва Зеленого Мыса начали формироваться, по-видимому, в юрском периоде [194]. В ряде случаев, однако, молодые изверженные породы обнаружены на островах, значительно удаленных от оси Срединно-Атлантического хребта. Так, о-ва Фуэртевентура и Лансероте, входящие в архипелаг Канарских островов, сложены олигоценowymi и более молодыми базальтами. В ряде случаев молодые изверженные породы обнаружены на островах, расположенных в пределах глубоководного ложа океана [203]. Данные геолого-геофизического изучения позволяют предположить, что происхождение этих островов связано с более поздним вулканизмом, контролируемым системами разрывных нарушений.

Результаты определения возраста изверженных пород различными методами (калий-аргоновым, палеомагнитным, палеонтологическим) показали, что он колеблется от позднеюрского до современного. При этом на некоторых островах (Зеленого Мыса, Канарских, Азорских, Буве) в результате активных проявлений современного вулканизма происходит омоложение рельефа.

Как показывает анализ распределения вулканических подводных гор, многие из них вытянуты в виде цепочек вдоль систем разрывных нарушений. Так, в Северо-Американской котловине вдоль разлома Корнуолл и систем связанных с ним разломов вытянута цепь подводных гор Углового поднятия, Кельвин и Новой Англии. У побережья Бразилии они локализуются вдоль разлома Форталеза и др. Горы Ангольской и Капской котловины также контролируются серией разломов (Камерунский, Лебедева и т. д.). С разрывными нарушениями предположительно связаны подводные горы Гвинейского залива, подводные горы Азоро-Гибралтарской тектонической зоны и т. д. [12].

Наряду с цепочками вдоль разломов подводные горы в Атлантическом океане образуют замкнутые системы и дуги. Большое количество гор приурочено к океаническим поднятиям и плато. Так, на Бермудском поднятии выделены две группы: горы Крезнт (северо-западный склон поднятия) и Мюир (северо-восточная часть поднятия). На поднятии Риу-Гранди це-

почки подводных гор отмечены в пределах западного и восточного участков; в Гвинейской котловине их расположение контролируется системой разломов; на поднятии Сьерра-Леоне выделяются две цепи подводных гор, вытянутые вдоль его западного и восточного районов. В пределах Лабрадорской и Аргентинской котловин подводные горы практически пока не обнаружены. В зоне Срединно-Атлантического хребта основная масса подводных гор сосредоточена в гребневой части. Наиболее значительными из них являются горы Фарадей и Грейт-Метеор, а также подводные горы на периферии Азорского архипелага.

Драгирование вершин гор Срединно-Атлантического хребта показало, что вулканические породы здесь представлены кварцтолеитовыми базальтами, перидотитами и габбро. Горы, приуроченные к провинции Срединно-Атлантического хребта, как правило, моложе гор глубоководных котловин [93]. Так, подводная гора Болд, находящаяся в 60 км от гребня хребта (на 45° с. ш.), сложена базальтами позднемиоценового возраста (около 8 млн. лет). Подводные горы распределены вдоль хребта весьма неравномерно. Так, на участке от Исландии до разлома Гиббса скоплений гор практически не отмечается. На пересечении разлома Гиббса со Срединно-Атлантическим хребтом расположена группа гор высотой 1—2 км, сложенных базальтами, серпентинитами и габбро миоценового возраста. Далее на юг, до Азорских островов, на склонах и в гребневой части хребта известно большое количество гор, из которых наиболее крупными являются горы Фарадей.

Значительное число подводных вулканов приурочено к району Азорских островов. С их вершин подняты образцы оливковых базальтов, бомб и вулканического туфа. Южнее Азорских островов на восточном склоне Срединно-Атлантического хребта расположена цепь крупных гор, в состав которых входят такие известные и детально изученные, как Грейт-Метеор, Атлантис, Плейто, Круизер, Йер и Эрвинг [12, 129, 162]. Высота гор в этом районе около 4 км. Возраст горы Грейт-Метеор, представляющей собой плосковершинное вулканическое поднятие — гайот, по данным драгирования — миоценовый. Вершина горы покрыта кораллами, обломками ракушек и миоценовыми фораминиферами.

На всем протяжении Срединно-Атлантического хребта к югу от 30° с. ш. подводные горы исследованы значительно меньше. Высота их 1—2 км. В ряде случаев встречены гайоты. Зона Срединно-Атлантического хребта и в настоящее время продолжает оставаться областью наиболее активного вулканизма. В течение последних десятилетий здесь (в районе о-вов Исландия, Тристан-да-Кунья, Сёртсей, Азорских и т. д.) неоднократно отмечались извержения надводных и подводных вулканов.

Исследования последних десятилетий позволили установить, что в Атлантическом океане, так же как и в Тихом, широко

распространены плосковершинные подводные горы — гайоты. В настоящее время известно более 30 таких гор. Ряд гайотов входит в состав цепей подводных гор, расположенных в пределах Северо-Американской котловины (некоторые подводные горы в системе гор Кельвин и Углового поднятия), две большие группы обнаружены к югу от Азорских островов (Атлантис, Круизер, Плейто) и у северо-восточного побережья Бразилии (Виктория, Конгресс, Минерва, Родшерс, Сульфур) [162]. По два гайота выявлено к северо-востоку от плато Роколл, в системе подводных гор Азоро-Гибралтарской тектонической зоны и на периферии Канарского архипелага [38, 127]. Несколько плосковершинных гор отмечено на поднятии Сьерра-Леоне, в Ангольской и Капской котловинах.

Характерной особенностью гайотов Атлантического океана является то, что в отличие от гайотов Тихого океана их вершины расположены на меньших глубинах (не более 0,2—0,3 км). На глубине более 1 км известно по одному гайоту в группе гор на поднятии Сьерра-Леоне (1,32 км) и в группе Кельвин (1,05 км).

Большая группа подводных гор близка по форме к гайотам, образование которых как бы еще не закончено. Это горы Розмари и Антон Дорн в Ирландской котловине, Медведь из группы подводных гор Новой Англии, Вима в Капской котловине и др.

Наличие большого числа гайотов в Атлантическом океане может указывать на то, что образование плосковершинных подводных гор не является свидетельством только местных вертикальных перемещений блоков коры, а представляет собой следствие изменения гипсометрии океанического дна на фоне погружения океанических литосферных плит в направлении от оси Срединно-Атлантического хребта к глубоководным котловинам океанического ложа.

Исследование гайотов в Атлантическом океане показало, что в их формировании большую роль сыграла волновая абразия. Так, на ряде гор (Виктория, Грейт-Метеор, Вима и др.) установлено наличие террас, свидетельствующих об активном воздействии волн. Образованию плосковершинных гор должно было способствовать также то обстоятельство, что верхняя часть подводных вулканов при формировании их на сравнительно небольших глубинах была сложена пирокластическим материалом, легко поддающимся размыву в зоне действия волн. Это предположение отчасти подтверждается данными драгирования подводных гор Вима, Антон Дорн и Медведь, на вершинах которых было установлено наличие окатанного пирокластического материала. Меньшие по сравнению с гайотами Тихого океана глубины погружения плоских вершин атлантических гайотов могут быть предположительно обусловлены более молодым возрастом Атлантического океана и меньшими скоростями разрастания коры. Следует отметить, однако, что в неко-

торых случаях обнаружены террасы на склонах подводных гор на глубинах более 3 км (горы Ампер, Горриндж), где образование их связано скорее с обрушением, чем с абразией. В целом проблема образования и развития гайотов, а также их тектоно-генетической связи с региональными морфоструктурами океанического дна требует дальнейшего всестороннего изучения.

Анализ образцов, отобранных при драгировании вершин вулканических подводных гор глубоководных котловин Атлантического океана, показал, что они сложены различного рода базальтами (от оливиновых до щелочных). В составе пород верхней части мелководных вулканических построек и вулканических островов встречается обильный пирокластический материал, что существенно отличает их от глубоководных вулканов, верхние части конусов которых представлены лавами. Наличие пирокластического материала в образцах подводных вулканов глубоководного ложа, по-видимому, может служить диагностическим признаком, позволяющим отнести их к мелководным образованиям, которые после своего возникновения в результате спрединга были опущены по мере удаления их от оси срединного хребта. Пирокластический материал обычно представлен пеплами и туфами базальтового состава.

Результаты определения возраста пород подводных гор Атлантического океана, основывающиеся на калий-аргоновом, радиоуглеродном, палеомагнитном и в меньшей степени на палеонтологическом методах, показывают, что возраст вулканических построек в пределах дна Атлантического океана колеблется от современного до юрского (120 млн. лет) [187, 188]. При этом намечается общее увеличение возраста подводных вулканов по мере их удаления от оси Срединно-Атлантического хребта. Обращает на себя внимание тот факт, что наибольшее удаление от оси Срединно-Атлантического хребта имеют подводные горы Иберийского плато (Виго, Галисия и Опорто), возраст которых определяется как юрский. Несмотря на то что многие исследователи относят эти горы к невулканическим [44, 184], их древний возраст, по нашему мнению, свидетельствует в пользу вулканического происхождения (глубокопогребенные образования).

Необходимо отметить, что в ряде случаев увеличения возраста вулканов по мере их удаления от Срединно-Атлантического хребта не наблюдается. Так, подводные горы Горриндж, Вима, Кантабрия и Принсипи, имеющие миоцен-плиоценовый возраст, значительно дальше отстоят от оси Срединно-Атлантического хребта, чем гора Грейт-Метсеп, возникшая в палеоцене. В связи с этим можно предположить, что более молодые и в то же время более удаленные от рифтовой зоны подводные горы и вулканические острова (Вима, Мадейра и др.) могли возникнуть в результате более позднего вулканизма, контролируемого развитием систем дизъюнктивных нарушений.

Северный Ледовитый океан. Подводные горы Северного Ледовитого океана, как и его рельеф, в целом соответствует трем основным морфотектоническим провинциям-хребтам: 1) Гаккеля (Срединно-Арктическому) и котловинам Амундсена и Нансена; 2) Ломоносова и 3) Альфа-Менделеева. Характер такой приуроченности подводных гор обнаруживается при знакомстве с физиографическими схемами, опубликованными в Советском Союзе и в США. Горы, развитые на склонах хр. Гаккеля, напоминают по морфологии вулканы провинции Срединно-Атлантического хребта. В основном эти горы сосредоточены непосредственно на самом хребте, а также отмечаются в пределах котловины Амундсена. Здесь, по-видимому, над уровнем дна возвышаются лишь их верхние части, а нижние скрыты толщей осадочного чехла.

На хр. Ломоносова отдельные возвышения, которые могут именоваться подводными горами, носят глыбовый характер. Вместе с тем установлено несколько вершин, которые по конфигурации напоминают вулканические постройки.

Наиболее сложно построенной частью дна Северного Ледовитого океана являются западные акватории Американо-Азиатского бассейна, широкая площадь развития подводных гор — хр. Альфа-Менделеева. Они образуют общую систему, протягивающуюся от шельфа Азии к шельфу Канады. Следует отметить, что данный район океана наименее изучен.

ТИХИЙ ОКЕАН

По интенсивности распространения подводных гор Тихий океан занимает первое место. Отдельные районы его характеризуются «ураганной» плотностью подводных гор. Это районы западной части океана, области гор Байя-Калифорния, Каролинского вала и др. Общее количество подводных гор и вулканических островов в Тихом океане различными авторами оценивается по-разному. Так, по предположению Г. Менарда [150], на акватории Тихого океана более 10 000 вулканических гор. По данным расчетов Н. И. Лариной, выполненных в Институте океанологии им. П. П. Ширшова АН СССР, число гор высотой более 1 км примерно в 1,5 раза меньше [40]. В настоящее время в пределах Тихого океана без учета участка ложа океана к западу от Марианского желоба насчитывается около 4200 подводных гор высотой более 1 км. Если к подводным горам отнести вулканические постройки высотой 0,5—1 км [81, 82], то к указанному количеству можно добавить примерно 2200 гор высотой менее 1 км.

Характерной особенностью распределения вулканических гор Тихого океана является их преимущественная приуроченность к хребтам и валообразным поднятиям. На долю этих морфоструктур занимающих сравнительно небольшую площадь по

отношению к общей площади дна Тихого океана, приходится около 3000 гор высотой более 0,15 км. В то же время на огромных площадях котловин ложа Тихого океана находится свыше 3700 гор высотой более 0,5 км.

Как показали данные геолого-геофизических исследований подводных гор, в частности глубинного сейсмозондирования [166], драгирования [2, 53, 59, 155] и глубоководного бурения на атоллах Мидуэй и Энвенток [135], почти все подводные горы в Тихом океане вулканического происхождения. Наряду с горами в Тихом океане обнаружено огромное количество холмов, число которых оценивается в несколько сотен тысяч [82]. Их вулканическая природа подтверждена результатами бурения абиссальных холмов между разломами Молокаи и Кларнон и к северу от разлома Меррей, где были получены образцы базальтов, а также многочисленными данными драгирования и подводного фотографирования [63].

Анализ распространения подводных и надводных вулканов показывает, что подводные горы и острова распределены по поверхности дна крайне неравномерно. Наибольшие скопления их отмечаются в центральной и западной частях Тихого океана, где находится большинство крупных хребтов и валообразных поднятий. В северной части Тихого океана известна крупная вулканическая структура — подводный Императорский вулканический хребет. Здесь установлено более 42 локальных вулканических построек высотой 2—3 км, шесть из их числа являются гайотами. Их плоские вершины лежат на глубинах 0,3—1,9 км.

Данные ГСЗ и изучения морфологии подводных гор Императорского хребта показали, что вулканический хребет образовался, по-видимому, на сводовом поднятии, которое погрузилось под действием веса вулканических построек. С вершин Императорских подводных гор были подняты обломки оливинового базальта, относящегося к породам гавайского комплекса, что подтверждает вулканическое происхождение Императорского хребта.

К юго-востоку от Императорского хребта протягивается Гавайский вулканический хребет, состоящий из 211 подводных вулканических гор, в том числе 12 вулканических островов и 6 атоллов. Максимально приподнят над дном о. Гавайи, высота которого вместе с надводной частью составляет 9,3 км. Он состоит из пяти слившихся действующих вулканов. Высота других крупных вулканов меняется от 1,5 до 4,5 км. Небольшие горы высотой от 500 до 2000 м составляют около 42% от общего числа. Глубина вершин 10 подводных гор — менее 0,5 км; диаметр их оснований 10—45 км. Гавайские вулканы сложены базальтовыми лавами различного состава — от толеитовых до щелочных. Среди базальтовых лав на о-вах Гавайи, Мауи и Оаху встречены включения перидотитов.

Далее на юг прослеживается вулканический хр. Лайн, который тянется в юго-восточном направлении от атолла Джонстон до вала Туамоту. Этот хребет включает в себя около 300 гор с глубинами вершин от 1 до 4 км. Больше половины из них имеют высоту 1—2,5 км. Наиболее высокая (5, 12 км) гора составляет вулканическое основание атолла Джонстон.

К югу от хр. Лайн крупной структурой является вал Туамоту, в пределах которого установлено 70 островов и атоллов и 66 подводных гор. Из подводных гор 50 имеют высоту не более 2 км, три горы являются гайотами. Острова сложены оливковыми базальтами с включениями андезита.

В западной части Тихого океана наиболее крупным является вал Маркус-Неккер, который протягивается в виде дуги, обращенной выпуклой стороной к югу, от краевого вала Бонин до Гавайских островов. Здесь обнаружено более 600 вулканических подводных гор, в том числе около 80 гайотов. Глубины вершин меняются от 1,3 до 2 км, т. е. более чем на 1 км; они погружены значительно глубже, чем атлантические гайоты. По форме вершины гайотов здесь представляют собой овалы шириной 10—60 и длиной 20—70 км. На валу располагаются также два атолла (Минамитори и Уэйк) высотой 5 км. Из других гор 137 имеют высоту 2,0—2,5 км, преобладают невысокие горы. В целом вал Маркус-Неккер вытянут в широтном направлении.

Аналогичное простирание имеет расположенный южнее Каролинский вал, который тянется к востоку от желоба Яп до 165° в. д. К югу от него ответвляются валы Эаурилик и Капингамаранги, в пределах которых расположены 234 подводные горы. Наибольшее число гор приурочено к Каролинскому валу. В их числе преобладают низкие, до 1,5 км (около 34%); глубина вершин 44 гор менее 0,5 км.

К востоку от Каролинского вала прослеживаются вытянутые субмеридионально системы подводных и надводных вулканов Маршалловых островов, о-вов Гилберта и Эллис. Группа Маршалловых островов делится на две островные гряды Ратак и Ралик. Из 280 обнаруженных здесь вулканических гор 50 являются гайотами, причем у 23 из них глубина вершин меньше 0,2 км. Около 30% от общего числа вулканических гор несут на себе коралловые атоллы; более 30% гор имеют высоту от 1,5 до 2,5 км. Глубины вершин колеблются от 1,0 до 2,0, а гайотов от 0,5 до 2,3 км. Сложены они, по-видимому, оливковыми базальтами.

В восточной части Тихого океана число подводных гор, приуроченных к хребтам и валообразным поднятиям, значительно меньше. В пределах срединно-океанических хребтов Тихого океана, Восточно- и Южно-Тихоокеанских поднятий, хр. Гапагосского и Хуан-де-Фука выявлено около 400 подводных гор. Следует отметить, что, хотя плотность подводных гор в Северо-Восточной котловине, как и в других котловинах Тихого океана,

меньше, чем на валах и хребтах, их общее число здесь очень велико. Объясняется это огромной площадью, занимаемой котловинами. В пределах Северо-Восточной котловины горы распределены неравномерно: их большая часть приурочена к зоне региональных разломов. Кроме того, в районах зал. Аляска и вблизи южного побережья Калифорнии горы расположены «беспорядочно». В составе гор Байя-Калифорния многие имеют высоту более 1,5 км. В их числе 11 гайотов с глубинами вершин от 0,7 до 2,5 км установлено среди гор зал. Аляска [120, 121, 139, 140].

В Центральной котловине в настоящее время насчитывается 370 гор. Из них около 34% имеют высоту меньше 1,0 и около 40% — от 1,0 до 2,0 км. Глубины вершин гор меняются от 3 до 4,5 км, а размеры оснований — от 10 до 40 км. Наиболее крупные горы — банка Уайлдер (5500 м над уровнем дна), о. Смолл-Айленд (5,5 км), а также атоллы Хауленд и Бейкер (5,0 и 5,5 км).

В Северо-Западной котловине известно более 300 подводных гор, вершины которых располагаются на глубинах от 2,0 до 5,5 км. Преобладают вулканы высотой менее 2 км (60%). Здесь научно-исследовательским судном «Витязь» были обследованы гайоты Исакова и Макарова [71, 81]. Размеры оснований гор здесь, так же как и в других котловинах, колеблются от 10 до 40 км.

В Южной котловине, лежащей к востоку от желобов Тонга и Кермадек, насчитывается около 260 гор, из которых 22% имеют высоты 1,5—2,0 км. Здесь же встречено большое количество банок и рифов высотой более 5,0 км.

Около 100 гор обнаружено в Восточно-Марианской котловине. Здесь в отличие от других котловин преобладают высокие горы: 20 из них имеют высоту более 4,0, а 50 — 1,5—3,0 км. Кроме того, 24 подводные горы являются гайотами [103]. Более 80 гор установлено в Перуанской котловине. Высота их, как правило, меньше 1,0 км.

В антарктической части Тихого океана, в котловине Беллинсгаузена, до настоящего времени обнаружено всего 50 гор, что, возможно, объясняется малой изученностью Южного океана [82]. Высота гор здесь в основном меньше 1,5 км.

Широкое распространение вулканических подводных гор в пределах почти всей площади дна Тихого океана свидетельствует об интенсивных вулканических процессах, сопровождавших его образование и развитие. Судя по всему, большую роль в распределении вулканической деятельности сыграли региональные разломы Пионер, Мендосино, Меррей, Кларин и др.

Контуры групп вулканов на дне бывают самые разнообразные: от правильных округлых (основание Галапагосских островов) до почти прямолинейных и овальных (группа гор Маркиз-

ских островов). Подводные горы, приуроченные к трансформным разломам, как показывает анализ их расположения в районе разломов Мендосино, Меррей, Молокаи, Кларнион, локализируются в виде цепочек протяженностью до 1000—2000 км. Так, западная часть зоны разлома Кларнион представлена узким грабеном длиной в несколько тысяч километров, тогда как на востоке грабен закрыт цепью подводных вулканов. Аналогичная ситуация наблюдается в зоне разлома Меррей. Западная часть этого трансформного разлома также представлена очень длинным грабеном. Параллельно ему на расстоянии около 100 км протягивается вулканическая цепь Безымянных гор. Аналогичное явление можно проследить в зоне разломов Молокаи, Кларнион и др.

Размеры вулканов и частота расположения эруптивных центров в основном определяют развитие сложного рельефа внутри вулканических групп. Мощные дизъюнктивные нарушения в океанической коре, видимо, обуславливают образование ослабленных зон, по которым происходит подъем магм и стимулируется вулканическая деятельность. Широкое развитие вулканизма вызывает воздымание данного участка, образование положительной морфоструктуры на океаническом дне. В свою очередь этот процесс сопровождается местным растяжением коры, что способствует внедрению в кору новых масс расплава и дальнейшему росту вулканической активности.

Данные сейсмометрических исследований, проводившихся Т. Гаскеллом на атоллах Нукуфетау и Фунафути [116], Г. Шором на атолле Гарднер [177], показали, что по строению кора океанических вулканов мало отличается от обычной океанической коры. Однако под крупными вулканами и группами их кровля мантии несколько опущена. Масса вулканических построек поддерживается более мощной линзой коры. Современный вулканизм в Тихом океане распространен сравнительно ограниченно, действующие вулканы находятся, например, на Гавайских островах и в районе о-вов Тубуан.

Значительная часть гор Тихого океана представлена гайотами и атоллами, образовавшимися при погружении вулканических построек. Вместе с тем в Тихом океане много поднятых островов и относительно стабильных вулканов. Н. И. Лариной выделены стабильные вулканы, поднятые вулканы и гайоты [40].

По мнению ряда исследователей, коралловые острова, гайоты и атоллы Тихого океана образуют единый морфогенетический ряд, отражающий разные стадии геоморфологического развития дна, которое определяется тектоническими движениями океанической коры и колебаниями уровня океана. На основе геоморфологического анализа 300 атоллов и 100 гайотов О. К. Леонтьев, С. А. Лукьянова и В. С. Медведев [41] составили карту новейших движений земной коры западной части

океана с предположительным выделением зон поднятия и опускания океанического дна. Следует отметить, однако, что попытки установить зависимость погружений и поднятий гор Тихого океана от региональной тектоники дна не дают однозначных результатов.

Изменение глубины гор, по-видимому, связано либо с вертикальными движениями горовмещающих структур, либо с прогибанием океанической коры под давлением веса вулканических построек. Погружение структур происходило на различных этапах развития океанической коры. По данным палеонтологических исследований образование гайотов на валу Уэйк-Пеккер относится к среднему мелу [120, 121]. Гайот Сильвания, имеющий общее вулканическое основание с атоллом Бикини (Маршалловы острова), образовался, как показывают находки фауны, в раннем эоцене. Судя по данным бурения, погружение гайота Хорайзи произошло не позднее раннего миоцена [110]. Бурение на атоллах Эниветок, Фунафути и Бикини показало, что некогда они были большими вулканическими островами, которые затем погрузились. Материалы бурения позволили также установить, что общее опускание атоллов Бикини и Эниветок в неоген-палеогеновом периоде прерывалось кратковременными относительными поднятиями. На плоских вершинах гайотов найдена окатанная галька, что указывает на близость вершин подводных гор в прошлом к поверхности океана. Палеонтологическое изучение пяти гайотов в пределах вала Маркус-Неккер показало, что их образование относится к позднему мелу [121]. Гайоты Тасмановой котловины значительно моложе: их возраст предположительно неоген-палеогеновый и четвертичный [180]. Калий-аргоновым методом установлен позднемеловой возраст нескольких подводных гор Северо-Восточной котловины [104]. Возраст горы Кобб в этой же котловине определен как олигоценый [99]. Калий-аргоновые определения возраста базальтов с вершин четырех подводных гор из района Северо-Западной котловины позволили отнести их к позднему мелу и позднему неогену [159].

Анализ связи возраста вулканических образований Тихого океана с характером их распределения показывает, что, как и в Атлантическом океане, в большинстве случаев увеличение возраста соответствует удалению от гребня срединно-океанического хребта. При этом в ряде случаев возраст вулканов моложе возраста вмещающих блоков океанической коры, определяемого по полосовым магнитным аномалиям (см. рис. 1), что указывает на наложенный характер вулканизма по отношению к новообразованной океанической коре. Однако наблюдаются и отклонения от указанной закономерности [99]. В целом генетическая связь подводных и надводных вулканов Тихого океана с развитием литосферных плит требует дальнейшего всестороннего изучения.

Большую группу подводных и надводных вулканов Тихого океана составляют вулканы переходных зон, расположенные в западной и северо-западной частях Тихого океана и образующие так называемое Тихоокеанское огненное кольцо. Большая часть подводных вулканов располагается на периферии островных дуг, образуя в ряде случаев эшелонированные ряды, простирающие которых ориентировано под острым углом по отношению к простираанию дуг. Часть вулканов выходит на поверхность океана и образует острова.

Большой вклад в изучение подводных и надводных вулканов переходных зон тихоокеанского типа внесли японские геофизики У. Хагивара, С. Уеда, Т. Рикитаки и многие другие [169, 189, 191]. Комплексные геолого-геофизические исследования показали, что особую группу подводных вулканов составляют горы, располагающиеся в тыловой части переходных зон: на склоне от вулканической островной гряды к глубоководной котловине окраинного моря. Большая часть таких гор погребена под чехлом осадков и либо проявляется в аномальном магнитном поле, либо устанавливается по данным сейсмоакустических исследований. В целом подводные горы переходных зон составляют довольно многочисленную группу. Об этом свидетельствует большое число (22) развитых здесь островных дуг, к которым относятся 76% ныне действующих вулканов, а число погасших вулканов еще в несколько раз больше.

Большая часть подводных и надводных вулканов переходных зон Тихоокеанского огненного кольца представлена андезитовыми вулканами, что указывает на особенности геосинклинального вулканизма в зонах поддвига по сравнению с базальтовым вулканизмом океанических плит.

Подводные горы Западно-Тихоокеанской переходной зоны часто встречаются в узлах сложной сетки разломов, образуемых пересечением системы более древних нарушений трансформной природы с разломами островодужного происхождения. Активные перемещения по разломам фундамента, контролирующим распределение вулканических центров, в момент вулканизма отсутствуют. Э. Н. Эрлих [90] указывает, что вулканы островных дуг локализуются вдоль тех разломов глубокого заложения, вдоль которых отмечаются горизонтальные перемещения типа глубинного сдвига. Так как отдельные вулканы располагаются не на линии основного разлома, а вдоль оперяющих его трещинных зон, то можно считать, что вулканические пояса обычно прилегают к глубинным разломам, хотя сами вулканы несколько отстоят от них и приурочены к оперяющей системе трещин отрыва. Это обстоятельство объясняет и причину близких расстояний между крупными вулканическими центрами и рядами вулканов.

Каждая островная дуга обычно включает несколько десятков вулканов. Так, например, на Курильских островах выяв-

лено 39 действующих (надводных) вулканов; не исключено, что эта цифра не окончательная и в дальнейшем несколько возрастет. Кроме того, здесь же находятся и 29 потухших вулканов. Указанное количество весьма неопределенно, так как обнаруживается плавный, постепенный переход между потухшими, но сохранившимися вулканическими постройками и уже разрушенными [51, 52]. Е. К. Мархинин посчитал, что плотность распределения надводных вулканов Курильской дуги составляет $1/161 \text{ км}^2$.

Для переходных зон западнотихоокеанского типа, в том числе и для Курильской островодужной системы, характерно широкое развитие подводного вулканизма. Большая часть известных надводных вулканов также начинала свое существование в качестве подводных гор, а позднее достигала уровня океана и образовывала острова. В качестве примера можно привести эволюцию хорошо изученного вулкана Такетоми. Это первоначально подводное сооружение в результате периодических извержений подняло свой пеплово-шлаковый конус, в результате образовался новый вулканический остров, который затем слился с о. Атласова. Таким образом, в отдельных случаях архипелаги вулканических островов разрастаются за счет приращения новых островов, образованных воздыманием близлежащих подводных гор над уровнем океана.

Следует отметить, что вулканические образования тихоокеанских переходных зон, включающие островные дуги и системы подводных вулканов, занимают значительные площади вдоль западной периферии Тихого океана и, по существу, формируют барьеры, отделяющие его от Индийского океана. В Атлантическом океане аналогами таких переходных зон являются районы Карибской дуги и дуги Скоша, пограничной по отношению к Тихому океану.

ИНДИЙСКИЙ ОКЕАН

Подводные горы Индийского океана исследованы в значительно меньшей степени, чем Атлантического и Тихого океанов. В пределах глубоководного ложа обследовано не более 30 подводных гор, а общее их количество на акватории Индийского океана оценивается в 1000. В ряде случаев здесь так же, как в Тихом и Атлантическом океанах, встречены гайоты (около 20). Большая часть их сосредоточена на хребтах Меррей, Мальдивском, Мадагаскарском, а также в Мозамбикской и Маскаренской котловинах [32, 33]. Здесь гайоты представляют собой погруженные атоллы или банки с вершинами, являющимися поверхностями абразионного выравнивания. Наряду с опусканием в отдельных случаях наблюдается и поднятие вулканов. В качестве примера можно привести Тромлен в Маскаренской котловине, представляющий собой поднятый коралловый атолл, воздымание которого продолжается и в настоящее время.

Кроме подводных и надводных вулканов в Индийском океане, так же как и в Атлантическом, с помощью геоморфолого-геофизических исследований выявлено около 25 подводных гор глыбового невулканического происхождения. К подводным горам этого типа относятся Эррор, гора МГУ (последняя открыта и обследована во время второго рейса «Академика Курчатова»), группа гор в Кокосовой котловине и т. д.

Значительная часть подводных гор вулканического происхождения в Индийском океане связана с системой срединных хребтов, имеющей здесь сложный разветвленный характер. В пределах Западно- и Аравийско-Индийского хребтов подводные горы по морфологии и геологическому строению напоминают вулканы Срединно-Атлантического хребта (рис. 8). Подводные горы Центральноиндийского хребта более близки к горам Восточно-Тихоокеанского поднятия [32]. Основными гороконтролирующими структурами в пределах срединно-индоокеанских хребтов являются зоны разломов, ориентированные обычно перпендикулярно или под некоторым углом к оси хребта. К ним относятся такие вулканические постройки, как о-ва Сен-Поль и Амстердам, Принс-Эдуард и Марион. Интенсивное развитие подводных гор по разломам отмечается также на их продолжении в глубоководные океанические котловины. Вулканические образования в пределах глубоководного ложа Индийского океана характеризуются значительным разнообразием форм: это отдельно стоящие горы, горные массивы, имеющие общие вулканические корни, цепочки подводных гор и, наконец, завершающие этот генетический ряд вулканические хребты. Вместе с тем в целом вулканические формы рельефа

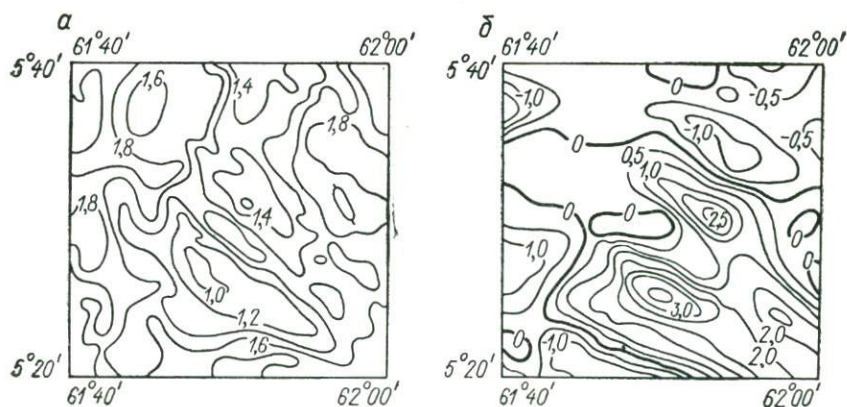


Рис. 8

Карта глубин (а) и аномального магнитного поля (б) Аравийско-Индийского хребта (фрагмент карты одного из полигонов, исследованного в 1962—1963 гг. судном «Оуэн» Гидрографического управления военно-морского флота Великобритании).

Глубины даны в километрах, аномалии — 10^{-3} СГС.

в большинстве случаев контролируются глубинными разломами и имеют существенно линейный характер.

Разнообразие вулканических форм рельефа отмечается в центральной части Индийского океана, что подтверждено данными бурения. На склонах подводных вулканов преобладают выходы коренных пород базальтового состава. Сложная система подводных гор и хребтов развита в западной части океана, дно которой разбито рядом субпараллельных разломов северо-восточного простирания, являющихся вулкановмещающими структурами. Так, к югу от о. Мадагаскар почти на 1200 км протягивается хребет, представляющий собой продолжение одноименного острова и характеризующийся широким распространением подводных гор (около 20), среди которых встречаются гайоты. Данные проведенного здесь бурения указывают на широкое развитие вулканических процессов. К северу от о. Мадагаскар ряд подводных гор приурочен к Амирантскому хребту. Высота их от 1 до 3 км. Большая группа вулканических гор и островов приурочена к южному окончанию Маскаренского хребта. Наиболее крупным из них является о. Реюньон (высота над дном океана 7300 м). Это один из наиболее высоких океанических вулканов, сложенный базальтовыми подушечными лавами, среди которых встречаются перидотитовые включения. К этой же группе относятся имеющие общее вулканическое основание о. Маврикий и банка Судан.

Восточнее южного края Маскаренского хребта располагаются вулканический хр. Родригес и несколько подводных гор, контролируемых широтным разломом. Возраст вулканических образований здесь — плиоценовый [111]. Цепи подводных гор прослеживаются также вдоль разломов в котловинах, в частности вдоль разлома в Мозамбикском проливе (атоллы Бассасда-Индия и Европа, гайот Холл и др.). Отдельные вулканические горы отмечены вдоль зоны разлома Маврикий, имеющей северо-восточное простирание.

Наибольшие скопления подводных гор отмечаются в западной части Индийского океана, к северо-западу от о. Мадагаскар (см. рис. 4). К северу от острова располагается крупный вулканический массив Фаркуар, представляющий собой систему подводных и надводных вулканов с единым основанием. Высота гор 3 км, а крутизна склонов около 15°. Аналогичную морфологию имеют горы к западу от о-вов Фаркуар, Альдабра, Космоledo и др. [33]. К северу от о-вов Фаркуар развиты подводные горы предположительно глыбового происхождения.

Широтная цепь вулканов прослеживается к западу от о. Мадагаскар. В их число входят Коморские острова вулканического происхождения, окруженные коралловыми рифами. Самый крупный из них — о. Гранд-Комор. По калий-аргоновым определениям образование вулканов началось в позднеэоценовое

время, а центр активной вулканической деятельности смещался на северо-запад со скоростью 7 см/год [119].

Значительное количество крупных подводных гор отмечается к северу от Сейшельских островов. Они образуют группы из двух-трех гор, имеющих общее вулканическое основание. Их высота 3000—4000 м. Возможно, вулканическим массивом подобной геологической природы, состоящим из нескольких гор с общим основанием, является возвышенность Мединглей, расположенная далее к востоку.

В пределах Австрало-Азиатского сегмента океана самыми крупными вулканическими сооружениями являются три субмеридиональных вулканических хребта: Мальдивский, Ланка и Восточно-Индийский. Протяженность Мальдивского хребта — около 2800 км. В его пределах установлено более 80 гор, часть которых образует коралловые острова — атоллы, площадь которых увеличивается к югу. Атолл Айду был обследован во время 36-го рейса научно-исследовательского судна «Витязь». В экваториальной части хребта горы протягиваются двумя параллельными цепями. Южная часть хребта имеет асимметричное строение. Здесь развиты горы высотой до 1 км. Вдоль восточного подножия прослеживается желоб Чагос, а еще восточнее — вал с вулканическими горами. По данным бурения хребет сложен вулканическими породами и испытал погружение (порядка 2 км) в позднем палеоцене — раннем эоцене. Предположение о вулканической природе хребта подтверждают и сейсмические данные. По-видимому, хребет образовался в результате вулканической деятельности, контролировавшейся разломом меридионального простирания, причем с течением времени вулканическая активность смещалась с юга на север [115].

Северная и южная части хр. Ланка, имеющего длину 450 и ширину около 200 км, образуют пологие валы, над которыми возвышаются подводные горы. Самая крупная гора Афанасия Никитина, которая была открыта и обследована научно-исследовательским судном «Витязь». Ее минимальная глубина 1549 м.

Самым крупным хребтом в восточной части океана является Восточно-Индийский. Эта весьма уникальная подводная структура была открыта в 1969 г. Хребет представляет собой массивное поднятие шириной у основания 200 и высотой 4 км. Протяженность хребта — около 5000 км. Склоны его крутые (уклон до 25°). Над выровненной поверхностью гребня хребта поднимаются островерхние подводные горы. В центральной части хребта вулканическая деятельность проявляется и в настоящее время. В пределах Восточно-Индийского хребта обнаружено семь подводных гор высотой более 1,5 км. Кроме того, на восточном склоне отмечается большое скопление мелких подводных гор и холмов. Восточно-Индийский хребет ограничивается

с востока широким валом, над поверхностью которого, имеющей расчлененный характер, более чем на 3 км возвышаются горы. Во время 36-го рейса научно-исследовательского судна «Витязь» выявлен подводный вулкан с наименьшей глубиной вершины 2535 м. Это, по-видимому, самая высокая гора в пределах этого хребта [32].

Происхождение Восточно-Индийского хребта представляется сложным. Так, по данным сейсмических исследований предполагается, что этот хребет является глыбовым, представляющим собой поднятый блок ложа океана, и не имеет изостатических «корней». Этот вывод частично подтверждается данными глубоководного бурения, вскрывшими здесь толщу осадков мощностью 340—550 м, залегающих на базальтовом основании. Нижняя часть осадочной толщи сложена мелководными фациями верхнего мела и палеогена. Предполагается, что именно с позднего мела — палеогена произошло опускание хребта на 2,5—3,5 км, сопровождавшееся значительной вулканической деятельностью. На то, что вулканические излияния происходили на мелководье, указывают мощные толщи пирокластического материала, вскрытые скважинами. Вместе с тем анализ палеомагнитных данных по Индии и прилегающим районам Азии позволяет допускать, что Восточно-Индийский хребет является существенно вулканическим образованием, развившимся в позднем мелу — палеогене по трансформному разлому [25].

Подводные горы в пределах глубоководного ложа распространены также к востоку от Восточно-Индийского хребта. Предполагается, что эта часть Индийского океана — наиболее древняя. Большая часть гор здесь приурочена к краевому валу Яванского (Зондского) желоба. На основании геоморфологических данных было высказано предположение о глыбовом происхождении отдельных гор [33].

Многочисленные подводные и надводные вулканические горы с диаметрами оснований от 18 до 74 км развиты на Кокосовом валу, вытянутом в широтном направлении и разделяющем Западно-Австралийскую и Кокосовую котловины. Протяженность вала около 1200, ширина колеблется от 100 до 280 км. Наиболее крупными вулканическими постройками являются о-ва Рождества (5,5 км над окружающим дном) и Кокосовые (4,5 км). На островах развиты коралловые рифы. Высота остальных подводных вулканов 1—4 км. Во многих случаях подножия вулканов сливаются, образуя единые вулканические цоколи размерами до 150 км. Одна из подводных гор Кокосового вала — гора Шербакова — была детально обследована научно-исследовательским судном «Витязь». Ее минимальная глубина 1433 м. На основании данных геологического изучения [68] предполагается, что Кокосовый вал имеет общие черты строения с Восточно-Индийским хребтом и представляет собой

глыбовое поднятие раннекайнозойского возраста. К северу от Кокосового вала на дне глубоководной Кокосовой котловины обнаружено более 60 подводных гор, из которых девять — предположительно невулканического происхождения.

Образование вулканов, по-видимому, контролировалось системой наложенных разломов. Наиболее крупные вулканические постройки, о-ва Рождества и Кокосовые, приурочены к поднятым блокам. В основании о. Рождества встречены обнажения трахибазальтов и андезитов, перекрытых рифовыми известняками эоцена. Обращает на себя внимание то обстоятельство, что, как показывают данные гравиметрических исследований, Кокосовый вал изостатически скомпенсирован [185].

В юго-восточной части Западно-Австралийской котловины, в непосредственной близости от материкового склона Австралии, располагаются вулканические массивы Кювье и Зенит. Массив Кювье, изометрический в плане, сформирован несколькими подводными горами, имеющими общее вулканическое основание. Массив Зенит также представляет собой изометрическое поднятие, с диаметром основания 240 км. С юга Западно-Австралийская котловина ограничивается Западно-Австралийским хребтом, на южном склоне которого встречены подводные горы высотой до 3,5 км. На северном склоне хребта вулканические горы развиты незначительно (выявлены только две подводные горы). Ряд подводных гор вулканического происхождения обнаружен в пределах субширотной зоны разломов Диамантина, протягивающейся от восточной оконечности Западно-Австралийского хребта. Высота вулканов достигает 4,0 км.

В южной части Индийского океана наиболее интенсивные проявления вулканизма центрального типа связаны с хр. Кергелен и плато Крозе. Наиболее крупными являются острова вулканического происхождения Кергелен и Хёрд. Кроме того, ряд крупных подводных гор приурочен к южным склонам хр. Кергелен, осложненным многочисленными уступами. Основными горовмещающими структурами в пределах этого хребта являются зоны дизъюнктивных нарушений северо-восточного простирания. На плато Крозе наиболее крупными постройками являются вулканические о-ва Крозе, возвышающиеся над окружающим дном более чем на 3,5 км.

Крупные подводные горы вулканического происхождения Обь и Лена обнаружены юго-западнее о-вов Крозе, в Африкано-Антарктической котловине. Они имеют коническую форму с углом склона 15° . Их высота над глубоководным ложем около 4,5 км. Горы имеют общий вулканический цоколь шириной 450×800 км, возвышающийся над глубоководным ложем на 3 км. Минимальные глубины вершин 300—400 м. Диаметр основания горы Обь — 55, горы Лена — 100 км. В непосредственной

близости от этих крупных вулканов выявлены более мелкие, высотой до 2 км.

Ряд подводных гор и вулканических массивов в пределах Индийского океана связан с зонами перехода от континентов к глубоководному ложу океана. Они составляют около 8% от общего числа подводных гор, обнаруженных к настоящему времени в Индийском океане [33].

Несколько крупных подводных гор вулканического происхождения выявлено на материковом склоне Африки. Наиболее изучены горы Андрию и Давид [200], локализующиеся вдоль разлома, перпендикулярного к склону. Склоны гор крутые (20—23°). Обе горы, по-видимому, — частично опустившиеся под осадочный чехол. Их плоские вершины имеют абразионное происхождение. На материковом склоне к югу от Африки вулканические подводные горы Шеллори, Шеклтон, Деви и Натал также приурочены к разлому северо-восточного простирания [183]. В Аденском заливе, недалеко от побережья Аравийского полуострова, обследована банка Гениста и ряд других подводных сооружений, располагающихся вдоль разломов. Несколько подводных гор обнаружено на материковом склоне Антарктиды. Они приурочены преимущественно к верхней части материкового склона и, по-видимому, связаны с радиальными разломами, секущими материковый склон. В целом развитие вулканических построек вдоль пассивных окраин — явление достаточно редкое, чего нельзя сказать в отношении активных окраин, в частности островодужных зон.

В северо-восточной части Индийского океана подводные и надводные вулканы генетически связаны с островными дугами, в частности с Зондской островной дугой. Большое количество подводных вулканов конической формы расположено в пределах краевого вала, протягивающегося вдоль Яванского (Зондского) глубоководного желоба. Цепочка вулканических подводных гор прослеживается в Андаманском море к югу от о-вов Баррен, являющихся действующими вулканами. Высота вулканического острова над уровнем моря 2 км, ширина основания около 30 км. Диаметры оснований подводных гор колеблются от 10 до 50 км. Данные драгирования свидетельствуют об их базальтовом составе. В котловине Андаманского моря прослеживаются предположительно два вулканических хребта, на которых широко развиты конические подводные горы.

Анализ характера распространения и данных геолого-геофизического изучения подводных и надводных вулканов и вулканических массивов на акватории Индийского океана показывает, что здесь вулканическая активность в основном контролировалась развитием систем разломов, секущих как океаническую кору, так и микроконтиненты. Это обстоятельство, по-видимому, должно было оказать влияние на развитие процессов вулканизма в Индийском океане.

МАГМАТИЗМ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ И ОБРАЗОВАНИЕ ПОДВОДНЫХ ГОР

Согласно современной теории мобильных литосферных плит тектоническая активность Земли обусловлена перемещением систем литосферных плит по поверхности астеносферы. Одной из гипотез о причинах этого перемещения является гипотеза об астеносферных течениях, возникающих в мантии за счет плотностной конвекции. В свою очередь плотностная конвекция вызывается химико-гравитационной дифференциацией мантийного вещества на границе ядро—мантия, т. е. процессом, ведущим к расслоению Земли и росту ядра за счет мантии [76, 77].

Мощные конвективные движения в глубинах мантии должны приводить к возникновению механических напряжений и деформации литосферы — верхней жесткой оболочки Земли. С деформациями литосферных плит и с сопутствующими им явлениями связано происхождение практически всех глобальных морфоструктур на поверхности Земли, и прежде всего океанических впадин и срединно-океанических хребтов. В результате действия сил вязкого трения между литосферой и движущимся веществом астеносферы в жесткой литосфере возникают разломы, разделяющие ее на отдельные плиты. При раздвижении литосферных плит между ними образуется трещина разрыва (рифт), в которую внедряется вещество верхней мантии.

Образование литосферных плит объясняется охлаждением и полной кристаллизацией базальтовой составляющей вещества астеносферы, т. е. пиролита верхней мантии, поэтому мощность литосферы можно определить по температуре солидуса базальтов T_c , если известна исходная температура T_a вещества астеносферы. Эта мощность под срединно-океаническими хребтами не является постоянной, а увеличивается по мере удаления от рифтовой зоны. Поскольку кристаллизация силикатов вызывает повышение их плотности, с увеличением мощности литосферы при ее удалении от оси рифта уровень ее поверхности должен понижаться. О. Г. Сорохтин показал, что равенство гидростатических давлений на любом уровне под литосферной плитой определяет разность высот рельефа срединно-океанического хребта в зоне гребня и в любой точке океана.

Как же может влиять подобный механизм образования литосферных плит на процессы базальтового вулканизма? За время развития рифтовой долины (составляющее около 10^6 лет), согласно расчету О. Г. Сорохтина, образуется слой литосферы порядка 9 км. Следовательно, глубина источников базальтового вулканизма под рифтовыми зонами составляет в среднем 15—25 км [76]. При раздвижении литосферных плит наиболее ослабленной будет зона рифтовой долины, так как именно

в этом месте мощность новообразующейся литосферы минимальна. Поэтому базальтовые покровы в долине всегда будут линейно вытянуты и симметричны по отношению к оси рифта. Ширина каждого базальтового покрова до бортов долины — в среднем 30—40 км, на флангах хребта она вдвое меньше (15—25 км). В сумме вся толща базальтовых покровов образует единый «базальтовый» слой на поверхности океанической литосферной плиты, второй океанический слой. При остывании базальты намагничиваются по направлению современного их образованию магнитного поля. При этом линейно вытянутые базальтовые покровы дают полосчатые линейные магнитные аномалии шириной 15—20 км.

Все базальты срединно-океанических хребтов представлены толеитами и глиноземистыми базальтами [15, 16, 20, 80, 88, 106]. Этот факт свидетельствует о том, что под рифтовыми зонами зарождение базальтов происходит на сравнительно небольшой глубине, они не успевают дифференцироваться в процессе застывания, что подтверждается экспериментальными данными Д. Х. Грина и А. Э. Рингвуда, согласно которым при частичном плавлении пиrolита на малых глубинах от него отделяется кварц-толеитовая магла. На несколько больших глубинах (15—35 км) вблизи температур солидуса пиrolита в пределах деятельного слоя под рифтовой зоной в астеносфере должны выделяться высокоглиноземистые толеитовые базальты с 10% нормального оливина [15, 16]. Приведенной закономерностью объясняют существенно толеитовый состав вулканов, образующихся в районах гребней срединно-океанических хребтов, широкое развитие высокоглиноземистых оливиновых толеитов на их склонах, а также нахождение кварцевых толеитов непосредственно в рифтовых ущельях.

Остановимся теперь на процессе образования подводных вулканов и океанических островов в глубоководных океанических котловинах, в пределах «нормальной» океанической коры. Например, в более древнем Тихом океане фундаментом абиссальной впадины в центральной и западной его частях служат мезозойская платформа или талассократон, ограниченный цепочками подводных гор (Императорские, Гавайского хребта, о-вов Туамоту) и соприкасающийся с востока с молодой кайнозойской литосферной плитой, образующей дно в восточной и южной частях океана.

По мере того как литосферные плиты отодвигаются от рифтовых зон, происходит образование гайотов, подводных вулканов с плоскими вершинами, возникших в свое время в районе гребней срединно-океанических хребтов и сместившихся затем вместе с литосферной плитой в глубоководные районы океана [55, 150]. Для глубоководных котловин характерно образование цепочек подводных гор, преобразующихся затем в вулканические хребты, вдоль трансформных разломов и связанных с ними

разрывных нарушений. Типичным примером такого рода образований могут служить Гавайские острова. На основании обобщений исследований Х. Винчелла, Г. Макдональда, Р. Капуры, Х. Пауэrsa и других Ю. М. Шейнманн выделил в пределах вулканической серии Гавайских островов три последовательных этапа эволюции первичной толеитовой магмы: на первом этапе изливаются толеитовые базальты, на втором их сменяют оливиновые, на последнем, третьем, происходит излияние щелочных (нефелиновых) базальтов и базанитов [88].

Как показывают расчеты, в районах глубоководных впадин мощность литосферы достигает 40—70 км. Поэтому источники базальтового вулканизма здесь расположены на глубинах, превышающих 40—70 км, и их химический состав полностью определяется термодинамическими условиями в подстилающих нормальную литосферную плиту слоях астеносферы. На подошве литосферы температура мантии должна соответствовать температуре солидуса самых легкоплавких базальтовых фракций. С глубиной температура астеносферы увеличивается, приближаясь к температуре ликвидуса недифференцированных первичных базальтов. Вследствие этого можно предположить, что температурная дифференциация базальтовых магм, возникающая за счет фракционной кристаллизации тугоплавких компонентов, в астеносфере с глубиной постепенно уменьшается. Поэтому последовательная эволюция дифференцированных базальтовых лав в вулканических сериях островов глубоководных (или, как их называют, внутренних) районов океана может быть объяснена последовательным изменением глубины трещин и эруптивных каналов, дренирующих астеносферу.

Избыточное давление в магматических каналах высоких вулканических подводных или надводных построек может быть значительным. В качестве примера можно привести вулкан Мауна-Лоа (Гавайские острова). Высота его над уровнем моря 4,16 км, при средней глубине океана около 5 км (таким образом, высота его от дна более 9 км). По сейсмическим данным установлено, что магмы в вулкане поднимаются примерно с глубины от 58—66 до 43—44 км. В этом случае во время подъема магмы с глубины 60 км на глубину 40 км возникает избыточное давление порядка 800 кгс/см². При таком давлении должны произойти тампонирование стенок магматического канала и полное прекращение поступления базальтовых жидкостей со всех вышележащих горизонтов, кроме самого нижнего [88]. Различная глубина проникновения трещин в астеносферу, по-видимому, является основным фактором, обуславливающим различные петрологический состав и морфологию указанных двух типов подводных и надводных океанических вулканов.

Возникновение и развитие цепочек подводных гор и подводных вулканических хребтов рядом исследователей связывается с существованием в мантии так называемых «горячих точек»

[8, 84, 152, 153 и др.]. В основе этой гипотезы лежит предположение о том, что в процессе движения литосферные плиты перемещаются над неподвижными «более горячими» участками мантии. Горячие участки в мантии являются местами выхода к поверхности расплавленного материала из внешнего ядра Земли, с глубины около 4000 км. Средняя скорость подъема теплового потока около 1,2 см/год. Согласно другой точке зрения «горячие точки» располагаются в верхних слоях астеносферы непосредственно под плитой и имеют скорее «механическую», чем «физическую» первопричину. Так, если плита при движении скользит по «выступам» неровной поверхности полувыжженного слоя астеносферы, она разогревается от трения о «выступ» в астеносфере и проплавляется насквозь.

Независимо от предположений о механизме образования «горячих точек» допущение об их существовании подразумевает, что именно с ними связаны вулканические проявления в океане. Так, щелочность и возраст пород, слагающих вулканические острова и подводные горы, образующие Гавайский вулканический хребет, вытянутый с юго-востока на северо-запад, увеличиваются в этом же направлении, что может свидетельствовать согласно приведенной выше гипотезе о перемещении Тихоокеанской литосферной плиты в северо-западном направлении над фиксированной «горячей точкой» в мантии. Аналогичная картина наблюдается в Южной Атлантике. Здесь предполагается наличие «горячей точки» в районе о-вов Тристан-да-Кунья, вблизи гребня Срединно-Атлантического хребта, где наблюдается большое количество подводных гор и вулканических островов. От этого района по обе стороны от рифтовой зоны прослеживаются подводные хребты Риу-Гранди и Китовый. Оба хребта упираются в провинции щелочных пород на Южноамериканском и Африканском континентах. Образование изверженных щелочных пород здесь рассматривается как результат подъема горячего и менее плотного потока вещества из мантии, способствующего рифтогенезу. Группу надводных и подводных вулканов в районе о-вов Тристан-да-Кунья можно в этом случае считать начальной точкой раздвижения континентов. В свою очередь системы подводных гор, преобразовавшиеся по мере вулканического развития в подводные хребты Риу-Гранди и Китовый, показывают направления раздвижения плит по обе стороны от оси срединного хребта.

Предполагаемое расположение «горячих точек» в мантии Земли показано на рис. 9 [153]. На этом же рисунке можно видеть цепи подводных гор и подводные хребты, существование которых связывается с «горячими точками». Как видно, в области Атлантического океана в настоящее время предполагается существование не менее шести-семи «горячих точек». От всех отмеченных «горячих точек» по обе стороны от оси Срединно-Атлантического хребта прослеживаются системы подводных гор

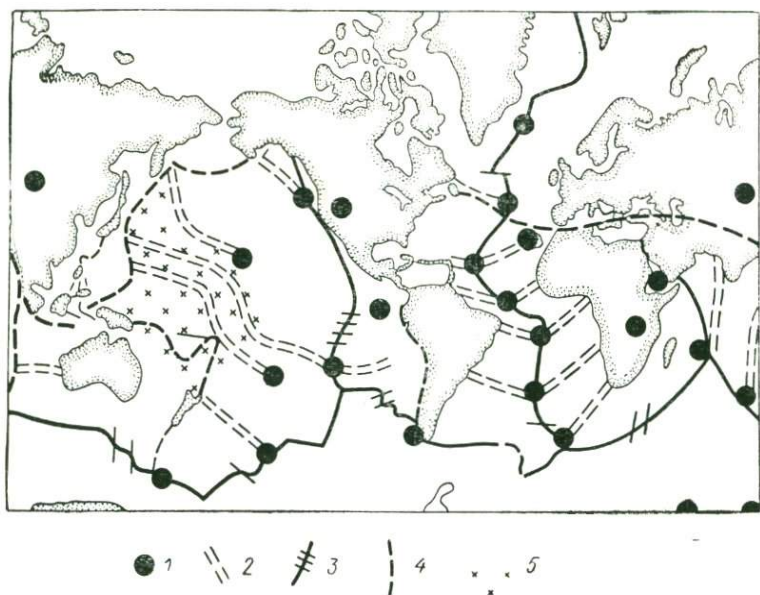


Рис. 9

Схема размещения «горячих точек». По У. Моргану [153] с добавлениями авторов.

1 — «горячие точки»; 2 — цепочки подводных гор и подводные хребты; 3 — зоны раздвигания; 4 — зоны субдукции; 5 — район «ураганного» развития подводных гор в Тихом океане.

или подводных возвышенностей, симметрично расположенные по отношению к рифтовой зоне и субпараллельные в пределах одной плиты [84]. Слабая изученность подводных вулканов не позволяет в настоящее время сделать окончательный вывод об их происхождении. Однако, если по мере удаления от оси Срединно-Атлантического хребта возраст вулканов увеличивается, можно предположить, что их возникновение связано с «горячими точками» в мантии. Ответ на этот вопрос смогут, по-видимому, дать результаты подводного бурения.

В Атлантическом океане наряду с отмеченными выше «горячими точками» предполагается существование еще двух «горячих точек», расположенных за пределами Срединно-Атлантического хребта. Одна из них может находиться в районе Канарских островов, другая — в районе о-вов Зеленого Мыса. Наличие систем подводных и надводных вулканов, таким образом, может служить поверхностным признаком восходящих горячих потоков в мантии.

Анализ пространственного распределения подводных гор и вулканических островов на акватории Тихого океана показывает, что в пределах Тихоокеанской литосферной плиты выделяются четыре основные цепи [82]: 1) Гавайский хребет, пере-

ходящий на северо-западе в систему Императорских подводных гор; 2) хр. Хуан-де-Фука; 3) система подводных гор и островов, прослеживающаяся от о. Пасхи на запад—северо-запад и включающая о-ва Туамоту и Россиян, а далее изменяющая направление на север-северо-западное и образующая подводные горы Лайн; 4) система подводных гор и островов, протягивающаяся к западу от о-вов Бас, в которую входят такие архипелаги, как о-ва Кука, Самоа, Тубуаи. Далее на север и северо-запад эта цепь продолжается островами и группами подводных гор Эллис, Маршалловы и Гильберта (см. рис. 9).

Такое расположение четырех основных цепей подводных и надводных вулканов можно предположительно объяснить тем, что Тихоокеанская литосферная плита за мезозойско-кайнозойский период (80—100 млн. лет) проходила над четырьмя «горячими точками» в Тихом океане (см. рис. 7) с координатами: 1) 50° с. ш., 125° з. д.; 2) 20° с. ш., 155° з. д.; 3) 27° ю. ш., 110° з. д.; 4) 28° ю. ш., 143° з. д. Вблизи каждой из упомянутых «горячих точек» располагаются соответственно о-ва Ванкувер, Гавайские, Пасхи и Бас [153]. Для совмещения перечисленных четырех групп подводных гор и островов с их современным положением необходимо допустить, что за последние 40 млн. лет Тихоокеанская плита повернулась на 34° по отношению к математическому полюсу с координатами 67° с. ш. и 73° з. д., а до этого за период от 100 до 40 млн. лет испытала вращение на 45° относительного полюса с координатами 23° с. ш., 110° з. д. При этом допускается, что в процессе поворота плита может частично деформироваться, а сами «горячие точки» могут мигрировать со скоростью до 0,5 см/год.

В свете вышесказанного С. А. Ушаковым было высказано предположение, что цепь подводных гор вала Маркус-Неккер впервые образовалась около 100 млн. лет назад, когда она проходила над «горячей точкой» в районе современного о. Пасхи [84]. Одновременно с этим могло начаться образование Каролинских островов при прохождении литосферной плиты над «горячей точкой», современное положение которой отмечается по о-вам Бас. Если это предположение справедливо, то в интервале 200—100 млн. лет южная часть Тихоокеанской литосферной плиты (или вся она целиком) должна была повернуться примерно на 50° по отношению к полюсу раскрытия, совпадающему с современным географическим.

В пределах Тихого океана предполагается также существование еще по крайней мере двух или трех «горячих точек». Одна из них находится в районе о-вов Галапагос, другая — на юге, вблизи о-вов Огненная Земля. Третья «горячая точка» может быть установлена в зоне рифта (55° ю. ш. и 130° з. д.). На северо-запад от этой точки протянулась подводная возвышенность с отдельными горами, субпараллельная четырем упомянутым выше цепочкам подводных гор. Это обстоятельство также

может подтвердить предполагаемое вращение Тихоокеанской плиты за последние 40 млн. лет вокруг полюса раскрытия с координатами 67° с. ш. и 73° з. д. Еще одна «горячая точка» с координатами 64° с. ш., 175° в. д. предполагается в районе о. Баллени на границе Индийского и Тихого океанов, вблизи рифтовой зоны. Вращение Тихоокеанской литосферной плиты, предполагаемое на основе предложенной модели «горячих точек», частично подтверждается палеомагнитными данными, полученными при изучении магнитных свойств образцов изверженных пород, отобранных с вулканических островов Тихого океана.

Таким образом, гипотеза «горячих точек» основана на том, что системы подводных вулканов образуются как результат действия восходящих потоков в мантии, положение которых в течение десятков и сотен миллионов лет остается постоянным. Одним из доказательств этого считается структурная связь цепочек подводных гор в молодых океанах с излияниями щелочных изверженных пород, возраст которых соответствует времени начала раздвижения дна. Парагенетическая связь подводных вулканов со щелочными интрузиями на раздвигающихся континентах может быть подтверждена, в частности, на примере района Афар в Африке.

В пользу существования «горячих точек» говорят также данные об увеличении концентрации гелия в глубинных водах Тихого океана в районах развития подводных вулканических систем. Общее увеличение концентрации гелия на больших глубинах за счет добавки глубинного гелия оценивается 5%. На основании этих данных А. Л. Девирцен, И. Л. Каменским и И. Н. Толстихиным был рассчитан изотопный состав гелия, поступающего в океан из мантии. Данные расчетов показали, что концентрация глубинного гелия практически соответствует его концентрации в вулканических газах в вулканах Камчатки и Курильских островов. По-видимому, источник гелия в наземных и подводных вулканах один и тот же.

Таким образом, есть возможность изучить подводные вулканы по водным ареалам рассеяния отдельных компонентов, химическим и физическим полям. Существенное значение при этом могут иметь, по-видимому, методы каротажа водной толщи океана, впервые предложенные Р. М. Деменицкой, А. М. Городницким, Э. М. Литвиновым и Н. Н. Трубяччинским и успешно опробованные в различных районах Атлантического, Тихого и Северного Ледовитого океанов [18, 78].

Следует отметить, однако, что гипотеза «горячих точек» в верхней мантии вызывает ряд возражений. Так, по нашему мнению, генетическое родство подводных гор и щелочных интрузий на континентах, подчеркиваемое авторами этой гипотезы, находится в очевидном противоречии с тем обстоятельством, что подводные вулканы в районах «горячих точек» в зонах, близких к рифту в Северной Атлантике, являются не

щелочными, а существенно толеитовыми. Кроме того, щелочной характер вулканизма свидетельствует о дренировании эруптивными каналами наиболее низкотемпературного субстрата верхнего слоя астеносферы. Нельзя не отметить также, что в ряде случаев (в частности, в западной части Тихого океана, где они развиты наиболее широко) подводные вулканы не обнаруживают связи с «горячими точками» (см. рис. 9). Характерно, что их максимальное распространение приурочено к области, стерильной в отношении «горячих точек».

Вместе с тем ввиду недостаточной изученности глубинного строения коры и верхней мантии на океанах гипотезу «горячих точек» можно рассматривать как одну из конструктивных моделей, дающую возможность объяснить возникновение и развитие систем подводных вулканов. Несмотря на неясность глубинного механизма возникновения вулканов океанического дна и неспособность современных геодинамических концепций представить более или менее однозначно реальную картину их образования и развития, можно с уверенностью утверждать, что само по себе явление океанического вулканизма с несомненностью свидетельствует о присутствии в недрах земной коры аномальных термических зон, а также о формировании в литосфере крупных зон аномально напряженного состояния. Концентрация вулканических построек в определенных геотектонических провинциях и заметная этапность их эволюции позволяют высказать предположение о присутствии в геологической истории Земли целых эпох активных вертикальных движений глубинного (мантийного) вещества планеты.

Не исключено, что всестороннее изучение подводных гор принесет именно ту недостающую информацию, которая окажется решающей для установления истинности современных разноречивых тектонических гипотез о генезисе океанического дна. Представляется, что в том геолого-геофизическом комплексе, который должен использоваться для изучения подводных гор, важное место должно принадлежать исследованиям их магнетизма. Выявление достаточно тонких эффектов, которые несут в себе информацию о генезисе и эволюции горювещающих структур, на весьма сложном фоне аномального магнитного поля океана, по-видимому, не может ограничиваться поверхностными и придонными съемками, которые в настоящее время начинают применяться за рубежом, но должны включать послойное (повысотное) измерение магнитного поля океана на различных уровнях в пределах его водной толщи [79]. Новые методические приемы на базе современной магнитометрической техники измерений с использованием тех путей интерпретации данных, которые излагаются ниже, возможно, окажутся той дорогой, которая скорейшим образом приведет к раскрытию природы самих подводных гор и решению целой системы вопросов геологической теории.

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

1

ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Комплексные геофизические, гидрографические и геологические работы, проводившиеся в течение последних десятилетий советскими и зарубежными исследователями в различных районах Мирового океана, позволили установить широкое распространение подводных гор и выявить их основные геолого-геоморфологические характеристики.

Характер распространения подводных гор на акватории Мирового океана, как указывалось, чрезвычайно разнообразен. Как видно из карты, наибольшая плотность подводных гор отмечается в западной и северо-западной частях Тихого океана; значительно меньшая в Индийском океане; наименьшее распространение их в Атлантическом и в Северном Ледовитом океанах (см. рис. 7).

На срединно-океанических хребтах подводные горы вулканического происхождения выявляются или вдоль трансформных нарушений, секущих хребет, или по разломам, протягивающимся по простиранию хребта. Последние дизъюнктивы, возможно, являются швами рифтового происхождения. Подводные горы переходных зон западнотихоокеанского типа часто встречаются в узлах сложной сети разломов, образуемых пересечением системы более древних нарушений трансформной природы с разломами островодужного происхождения.

Извержения вулканов, естественно, — весьма существенный фактор преобразования рельефа океанического дна. Возникновение вулкана или группы их меняет геоморфологию океанического ложа, преобразуя его равнинный лик на горный. Последующие извержения ведут к изменению формы уже сложившихся вулканических построек: часть подводной горы может оказаться разрушенной или надстроенной. Огромная масса продуктов извержения отлагается в непосредственной близости от вулкана, что также обуславливает изменение подводной топографии.

Изучение батиметрических данных позволяет выделить следующие основные морфологические типы подводных вулканических сооружений:

1) правильные одиночные конусы (например, подводная гора Иер в Атлантике, горы А-5 и S-5 в Тихом океане);

2) гайоты (усеченные конусы) (например, гайоты Пратт, Миллер, Сильвания в Тихом океане);

3) многовершинные вулканические постройки (например, подводные горы Хэндерсен, Три-Кинге и др.);

4) неправильные вулканические постройки (например, Ямато).

Тип вулканического сооружения в значительной мере определяется вязкостью поступающего из недр расплава, а это в свою очередь обуславливается химическим составом магмы и термодинамическими условиями внедрения.

Анализ карт рельефа океанического дна и эхолотных лент, полученных непосредственно над подводными горами различных океанических районов, позволяет сделать заключение, что сложно построенных вулканических сооружений в океане относительно немного. Представляется, что подводные вулканы являются в основном стратовулканами.

Геологическое изучение вулканов в океане часто проводится по материалам обследования возвышающихся над поверхностью воды островов вулканического происхождения. На основе их исследований Х. Стирнс заключил, что каждый вулканический остров проходит восемь стадий развития, четыре из них, по мнению автора, имеют особенно важное значение:

1) подводный взрыв, выброс подушечных лав и пепла;

2) формирование щитового вулкана, образование острова из наслоений базальтовых лав;

3) разрушение вершины, образование кальдеры и неглубоких грабенов;

4) заполнение кальдеры и образование пеплово-шлакового конуса.

Часто появление острова сопровождается катаклизмами. По ряду признаков Г. Менард пришел к выводу, что довольно острые на первый взгляд вершины подводных вулканов становятся более плоскими после того, как они выходят на поверхность океана (в виде островов). На потухшие вулканы воздействуют течения и волны, они приводят к разрушению вулканов и срезанию их вершин до уровня моря. О результатах этой огромной работы сил природы можно судить, в частности, по многочисленным гайотам западной части Тихого океана. Последние имеют почти совершенно плоские усеченные вершины шириной до 20—30 км, ниже которых располагаются еще более широкие подножия подводных гор. Обращает на себя внимание, что гайоты восточной части Тихого океана значительно меньших размеров по сравнению с западными. Вершины многих из них имеют в диаметре всего несколько километров. Вулканы, поднимающиеся из глубин океана до 5 км в высоту и никогда не достигавшие его поверхности, относительно остро-

конечны, а вулканы, быстро поднимающиеся над поверхностью океана, превышают первые по объему в 5—10 раз. Гайоты восточной части Тихого океана по размерам мало отличаются от больших подводных вулканов, которые никогда не выступали над уровнем океана, но они обычно менее расчленены. Вероятно, эти вулканы, ставшие впоследствии гайотами, потухли еще под водой и уже позднее были приподняты, срезаны и снова погружены. Гайоты западной части Тихого океана, по-видимому, некогда были островами, а дно здесь было сравнительно мелководным. Эти вулканы продолжали быть активными, образовывали широкие основания.

Проблема природы локальных погруженных участков океанического дна издавна привлекала ведущих естествоиспытателей прошлого. Ею занимались Ч. Дарвин и А. Шамиссо, изучавшие происхождение атоллов. Однако глубина и длительность погружений долгое время оставались нераскрытыми. Анализируя в 1946 г. топографические данные, Г. Хесс указал на широкое распространение подводных гор с плоскими вершинами, которые им и были названы гайотами. Он пришел к заключению, что гайоты — это древние погруженные острова. Впоследствии драгирование вершин гайотов подводных гор Мид-Пасифик (с глубинами около 2 км) подтвердило правильность гипотезы Хесса. С верхних площадок гайотов удалось поднять окатанные гальки и остатки рифтовой фауны средне-мелового возраста [128].

Погружение древних вулканических островов или банок убедительно доказывается мощностью коралловых колоний, образующих атоллы. Данные глубоководного бурения на атолле Энветок показали, что кораллы начинали расти на базальтах. Во многих других местах базальтовое основание атоллов удалось установить с помощью сейсмических исследований или драгирования. Пористость вулканических пород, слагающих гайоты, — еще один довод в пользу гипотезы их погружения. Г. Макдональд обратил внимание на то, что пористость базальтов гайота Сильвания, лежащего на глубине 2 км, оказалась почти такой же, как пористость субаэральных вулканических пород Гавайских островов. Если бы породы этой подводной горы образовались там, где они находятся сейчас, содержание газов в них было бы примерно в 200 раз выше, чем в гавайской магме [141]. Таким образом, можно считать, что пористые базальты гайота Сильвания были выброшены вулканом на мелководье или даже у самой поверхности океана, а затем произошло их опускание. Все сказанное, а также изучение обширных материалов грунтового опробования вершин гайотов позволяет считать, что плоские вершины этих подводных гор не являются первичными структурными формами подводных вулканов.

Внешние контуры групп вулканов на дне могут быть разнообразными: от правильных округлых (например, группа гор Мар-

кизских островов) до существенно вытянутых, овальных (например, подводные Императорские горы). Подводные горы, приуроченные к трансформным разломам, как показывает анализ их расположения в районе разломов Мендосино, Меррей, Молокаи, Кларрион, локализуются в виде цепочек длиной 1000—2000 км. Так, например, зона разлома Кларрион в западной части представлена узким грабеном длиной в несколько тысяч километров, тогда как на востоке грабен заполнен цепью подводных вулканов. Аналогичная ситуация наблюдается в зоне разлома Меррей. Западная часть этого трансформного разлома также представлена очень длинным грабеном, но здесь параллельно ему на расстоянии около 100 км протягивается вулканическая цепь Безлунных гор. Четко это явление можно проследить и по разломам Молокаи, Кларрион и др.

В целом можно сказать, что размеры вулканов и частота расположения эруптивных центров в основном определяют развитие сложного рельефа внутри вулканических групп. Важно отметить, что развитие мощных дизъюнктивных нарушений в океанической коре, видимо, обуславливает образование ослабленных зон, по которым происходит подъем магмы. Широкое развитие вулканизма вызывает воздымание данного участка, образование положительной морфоструктуры на океаническом дне. Этот процесс в свою очередь сопровождается местным растяжением коры, что, возможно, способствует внедрению новых масс расплава и дальнейшему росту вулканической активности.

Сейсмометрическими исследованиями, проводившимися на многих атоллах, например, Т. Гаскеллом на Нукуфетау и Фунафути в 1958 г. [116], Г. Шором на Гарднере в 1952 г. [177, 178] и другими, показано, что по строению кора под океаническими вулканами мало отличается от обычной океанической. Однако под крупными вулканами и группами вулканов кровля мантии несколько опущена. Масса таких вулканических построек поддерживается более мощной линзой коры.

Внутреннее строение вулканов однообразно: однородный слой вулканогенных пород покрывает плотное ядро. Такое строение дает возможность предположить основные этапы формирования вулкана в океане. На начальной стадии плотное магматическое вещество (основного состава) поднимается в направлении от мантии к поверхности дна и образует первичный вулкан на больших океанических глубинах. В результате извержений на дне накапливаются плотные базальты, почти лишенные газовых полостей. Выбросов пепла при этом не происходит. На второй стадии происходит рост вулканических построек. Они приближаются к поверхности океана и тогда пузырчатая лава и пепел покрывают его древнее более плотное ядро. Под влиянием нагрузки, вызванной новыми поступлениями вулканического материала, ядро опускается до изостатически уравновешенного состояния, т. е. до глубины 3—5 км.

Приведенные сведения о геолого-геоморфологических характеристиках вулканических провинций океана в сжатой форме отражают результаты обширных геолого-геоморфологических и сейсмических исследований, которыми установлена зависимость проявлений вулканизма от геодинамической обстановки.

2

ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ

Многочисленные морские гравиметрические съемки, выполненные над районами подводных гор в различных частях Мирового океана, а также наземные съемки на вулканических островах позволили получить основные характеристики аномального гравитационного поля для различных типов подводных вулканов и близких к ним по генезису вулканических островов. Значительную трудность для интерпретации результатов гравиметрических съемок над подводными горами представляет отсутствие сведений о плотности слагающих их пород. Большое значение поэтому имеют данные гравиметрических съемок на вулканических островах, экстраполируемые обычно на смежные районы подводных вулканов.

В настоящее время опубликован ряд работ, где обсуждаются результаты гравиметровой съемки подводных гор с анализом их плотностных характеристик. Из них необходимо отметить работы Дж. Гаррисона и У. Брисбина, Н. Джеральда, Р. Шимке и Г. Буфа, Д. Вудворда, А. Малахова [49, 123, 176, 201]. На основе данных, приведенных в работах названных авторов, была предпринята попытка качественно оценить среднюю плотность пород, слагающих подводные горы (табл. 1).

Базальтовые породы, слагающие подводные горы, обычно имеют среднюю вычисленную плотность $\bar{\rho}$ от 2,3 до 2,8 г/см³.

В процессе анализа данных гравиметровых съемок эродированных базальтовых вулканов на пяти о-вах Кука Э. Робертсон пришел к заключению, что гравитационный эффект опреде-

Характеристика гравитационных аномалий, наблюдаемых над подводными горами

ТАБЛИЦА 1

Подводная гора (район)	Амплитуда аномалии, мгал	Плотность пород, г/см ³	Авторы и год исследования
Чатаука (р-н Гавайского архипелага)	42 (аномалия в свободном воздухе)	2,5	Н. Джеральд и др., 1968 г.
Джаспер (вблизи п-ова Калифорния)	50 (аномалия Буге)	2,3	Дж. Гаррисон, У. Брисбин, 1959 г.
Дервант-Хантер (Тасманово море)	60 (аномалия Буге)	2,8	Д. Вудворд, 1964 г.

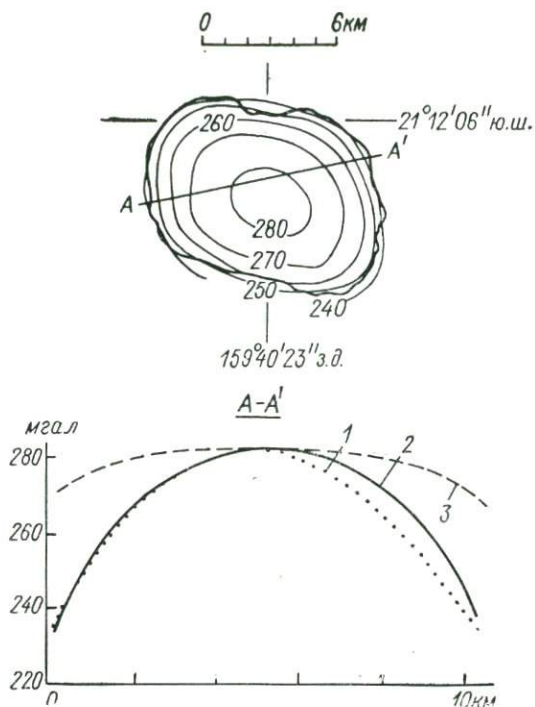


Рис. 10
Наблюденные и вычисленные аномалии Буге на о. Раротонга [172].

Аномалии: 1 — наблюдаемые; 2—3 — вычисленные (2 — с предполагаемой плотностью пород в вулканическом канале 2,98, а вне его 2,30 г/см³, 3 — с предполагаемой постоянной плотностью 2,79 г/см³).

ляется в основном базальтовым веществом с $\bar{\sigma} = 2,88$ г/см³, заполняющим вулканические каналы [172]. В качестве примера приведем результаты гравиметрических исследований автора на о. Раротонга (рис. 10).

Плотность образцов базальтов (15 шт.), отобранных из рифтовых зон Индийского океана, по данным Е. М. Баюка, А. Т. Бондаренко, М. П. Воларовича и других, изменяется от 2,5 до 2,9 г/см³. В результате драгирования в районе хр. Гаккеля в Северном Ледовитом океане была установлена плотность для неизмененных базальтов, равная 2,8 г/см³. Неоднозначность интерпретации гравиметрических данных для подводных гор усиливается также тем, что (поскольку вулканические постройки формируются путем накопления материала на поверхности дна) фундамент вулканической области либо еще не сформирован, либо регионально прогнут под тяжестью толщи вулканических пород.

Наиболее хорошо изученными гравиметрически являются Гавайский вулканический хребет, а также андезитовые вулканы Тихоокеанского огненного кольца. Рассмотрим более подробно структуру аномалий гравитационного поля над надводными и подводными вулканами Гавайского хребта (рис. 11). По данным Г. Вулларда, районы кальдер на о. Оаху характе-

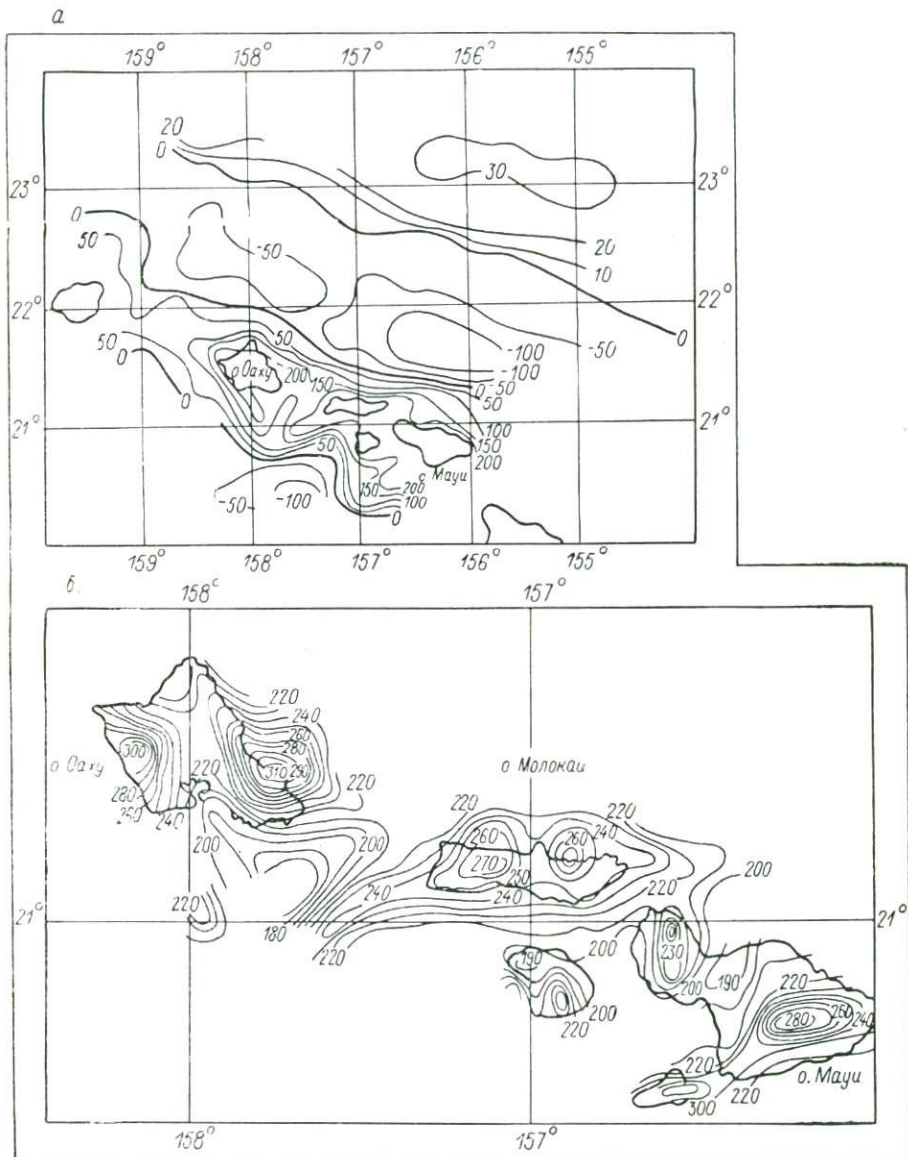


Рис. 11
Карты аномалий силы тяжести района Гавайских островов [202].

Аномалии, мгал: *a* — в свободном воздухе; *b* — Буге ($\sigma = 2.3 \text{ г/см}^3$).

ризируются четкими на фоне региональной аномалии локальными положительными аномалиями Буге амплитудой около 110 мгал, которые не обнаруживают корреляции с рельефом и связаны, по-видимому, с корнями вулканов (табл. 2). Сопоставление прямой и обратной задачи показало, что для обеспечения таких больших аномалий, ассоциирующих с кальдерами, необходимо наличие в корнях вулканов аномальных масс с избыточной плотностью не менее $1,0 \text{ г/см}^3$. Если предположить, что первичная магма имеет существенно перидотитовый состав и плотность ее около $3,3 \text{ г/см}^3$, то плотность базальтовых лав не должна превышать $2,3 \text{ г/см}^3$. Это предположение подтверждается результатами измерений плотностей образцов, отобранных с поверхности и извлеченных при бурении. Триста образцов, отобранных из обнаженных участков вулканических штоков Гавайских островов, имеют плотность $3,0\text{—}3,2 \text{ г/см}^3$ [202].

Региональная аномалия Буге, связанная с рельефом Гавайского хребта, около 200 мгал. На этом фоне отчетливо проявляются аномалии, связанные с центрами вулканизма. Аномалии в свободном воздухе изменяются от 190 до 314 мгал. Такой же

ТАБЛИЦА 2

Аномалия Буге вдоль Гавайского хребта [49]

Район, острова, вулканы	Аномалия, мгал	
	Побережье	Вулканы
Гавайи	210—260	
Хуалалаи		267
Кохала		320
Мауна-Кеа		332
Мауна-Лоа		331
Килауэа		316
Мауи	190—220	
Западный Мауи		252
Халеакала		282
Ланан	200—220	257
Кахулави	210—240	245—252
Молокан	235—240	
Западный Молокан		273
Оаху	195—203	
Ваианав		312
Коолау		313
Кауаи	240—270	343
Ниихау	260—280	292 *
Нихоа	253—286	
Банка Френч-Фриги	285—305	
Лайсан	270—290	
Атолл Лиянского	308—314	
Атолл Перл-энд-Хермес	277—285	
Атолл Мидуэй	284—307	309 **

* Рифт.

** Центральная лагуна.

диапазон колебаний отмечен для аномалий на о. Оаху, где удалось разделить гравитационные эффекты от вулканической постройки и от глубинных вулканических корней. Последние, как показал расчет, создают аномалию до 313 мгал. Такая же картина получена для атоллов Лисьянского и Мидуэй. Это позволяет предполагать, что аномалии здесь также связаны с эруптивными каналами, заполненными породами высокой плотности. Такое предположение подтверждается данными сейсмических исследований, выявивших на о. Оаху существование в канале вулкана на глубине 2 км плотной массы при мощности коры 21 км. Следует отметить, что под Гавайскими островами сейсмическими исследованиями отмечено увеличение мощности коры примерно на 10 км. При этом, как показали сейсмические работы Г. Вулларда, только около 2 км этого утолщения может быть связано с увеличением мощности осадочно-вулканогенной толщи, а остальное, видимо, вызвано поступлением в кору мантийного материала.

Для о-вов Кука, представляющих собой эродированные базальтовые вулканы, Э. Робертсоном [172, 173] установлено, что для нескомпенсированной островной платформы утолщения первичной океанической коры не наблюдается. Так, для о. Раратонга наблюдаемые и вычисленные аномалии Буге могут быть совмещены только в том случае, если предположить, что плотность пород в вулканическом канале составляет $2,98 \text{ г/см}^3$.

Таким образом, результаты гравиметрических работ на океанических островах вулканического происхождения, возникших во «внутренних районах» океана на нормальной океанической коре, показывают, что они, как правило, не подчиняются закону локальной изостатической компенсации. Это подтверждается также сравнением изостатических аномалий с аномалиями Буге для вулканических районов Новой Зеландии [172].

Положительные аномалии Буге, связанные с эффектом вулканических корней, были отмечены Д. Вудвордом для гайота Хантер в Тасмановом море (рис. 12), где аномалия с амплитудой 60 мгал связана с эруптивным каналом, заполненным породами плотностью $2,8 \text{ г/см}^3$. Вместе с тем в ряде случаев морские гравиметрические исследования над изолированными подводными горами не позволили выявить эффект вулканических корней [123]. Это может быть объяснено глубоким залеганием и малой мощностью системы вулканических корней.

Остановимся более детально на вопросе об изостатическом равновесии гайотов. Вершины гайотов находятся обычно на глубине 1000—2000 м от уровня моря и покрыты коралловыми образованиями мощностью от 340 до 1400 м. Вклад в общую нагрузку осадочных и коралловых отложений ничтожно мал по сравнению с весом всего вулканического сооружения, поэтому естественно предположить, что опускание происходило под действием собственного веса горы [83].

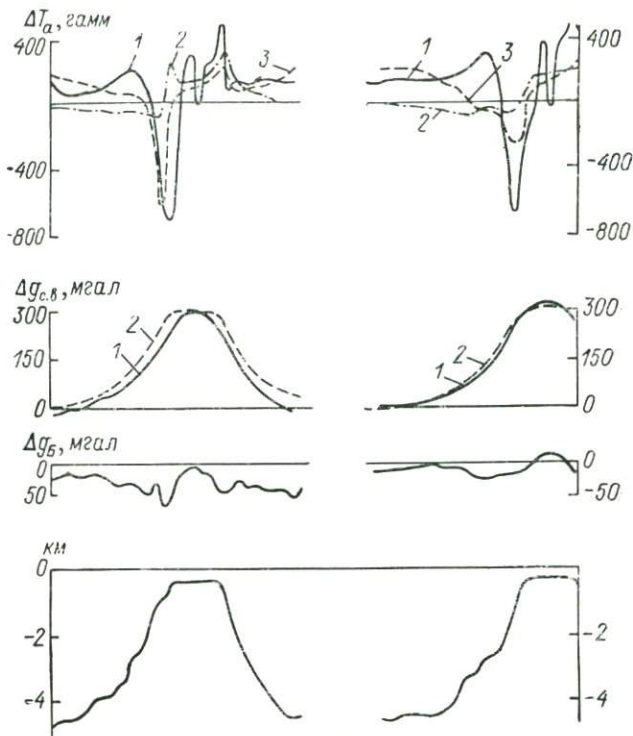


Рис. 12

Магнитные и гравитационные аномалии над гайотом Хантер в Тасмановом море. По Д. Вудворду [201].

Магнитные аномалии: 1 — наблюдаемая; 2—3 — вычисленные (2 — при нормальной намагниченности, 3 — при наилучшей единичной). Аномалии в свободном воздухе: 1 — наблюдаемая; 2 — вычисленная (при $\sigma = 2,8 \text{ г/см}^3$).

Опубликованные данные измерения поля силы тяжести над четырьмя вулканическими горами юго-западной части Тихого океана совпадают с расчетным гравитационным эффектом некомпенсированных островных дуг со средней плотностью пород $2,32 \text{ г/см}^3$ и вулканическим ядром с плотностью $2,88 \text{ г/см}^3$. Однако встречены атоллы, отвечающие средней плотности $2,52 \text{ г/см}^3$ и не имеющие уплотненного ядра. По данным бурения и драгирования для роста крупных вулканов требовалось 10^6 — 10^7 лет. За это время они должны были либо прийти к состоянию изостатического равновесия, либо испытать дальнейший подъем. Этот вывод напрашивается как следствие того, что огромные вершины вулканов находились у поверхности океанов в течение весьма длительного периода, необходимого для их выравнивания абразией и превращения в гайоты.

Изостатическое опускание гайотов может рассматриваться в двух аспектах [37]. Первый включает изучение проблемы,

если поднятие не имеет компенсирующего корня. В этом случае погружение гайота может явиться следствием прогибания земной коры под тяжестью положительной морфоструктуры. Схематически последовательные формы развития показаны на рис. 13. Опускание происходит таким образом, что сначала опускается центр поднятия, тогда как периферия погружается медленно, т. е. образуется характерная, вогнутая к центру, форма.

Второй вариант предполагает погружение вулкана, когда поднятие скомпенсировано литосферным корнем. Опускание в данном случае — следствие расползания корня. Описание такого процесса было дано М. С. Крассом [37] для схемы изостатического плавления вязкой коры на более тяжелом и менее вязком субстрате, т. е. когда поверхностная нагрузка на тонкую океаническую кору была компенсирована в вертикальном направлении соответствующим корнем, форма которого представляет собой близкое к зеркальному отражению внешней поверхности нагрузки. Глубинное сейсмическое зондирование, проведенное над гайотами, крупными вулканическими подводными горами или их группами, показало, что масса этих сооружений в ряде случаев поддерживается более мощной линзой коры. Если корень достаточен для вертикального изостатического уравнивания, то будет развиваться его горизонтальное расползание.

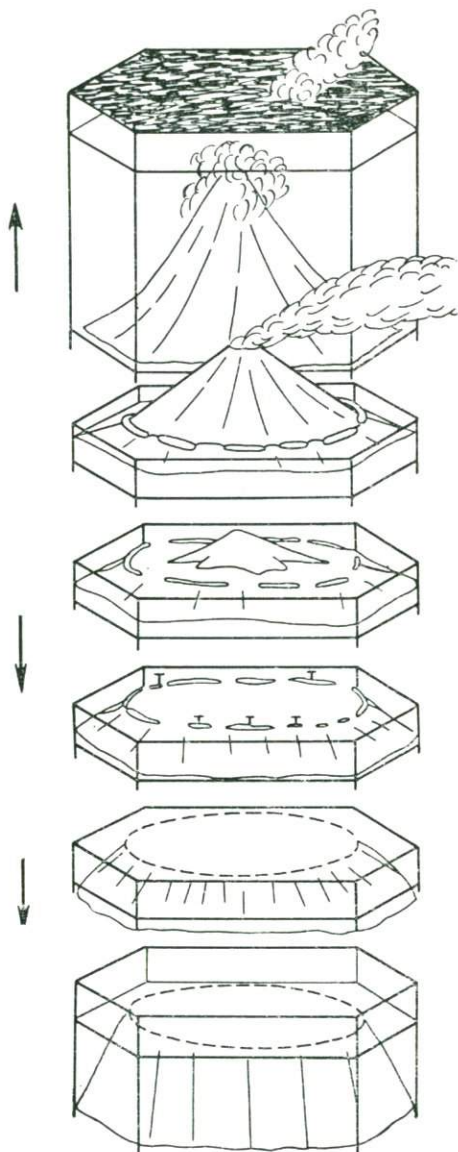


Рис. 13
Образование гайота [37].

Возможна ситуация, когда вертикальная постройка имеет корень, но его массы недостаточно, тогда к горизонтальному расползанию может добавиться проседание с образованием характерной вогнутой вершины и краевых рвов, как это наблюдается у атоллов Нукуфетау, Бикини, Фунафути и др. Некоторые исследователи считают, что в природе нет абсолютно бескорневых или корневых островов, а более распространен промежуточный тип, только с отдельным сдвигом в ту или иную сторону [37]. Присутствие какого-либо корня ведет к пассивному расползанию под воздействием сил Архимеда. Расползание корня может быть или чисто механическим, когда есть контакт двух сред разной плотности, или возможно «рассасывание» корня процессами диффузии, фазовыми переходами и т. п., или, наконец, погружение подводной горы может происходить вместе с общим региональным опусканием окружающего участка дна океана.

Анализ результатов гравиметрической съемки, проведенной в различных районах Атлантического океана, в пределах Срединно-Атлантического хребта и в областях глубоководных котловин, подтвердил в общих чертах основные закономерности структуры аномалий гравитационного поля, установленные для вулканических районов аналогичных морфоструктур Тихого океана. Так, исследования аномального гравитационного поля в различных частях Срединно-Атлантического хребта показали, что над хребтом отмечается положительная аномалия Буге. Аномалии в свободном воздухе имеют локальный характер и непосредственно связаны с рельефом подводных вулканов в гребневой части хребта. Интенсивность их достигает 50 мгал. На графиках аномалий Буге подводные горы практически не проявляются.

Площадная гравиметрическая съемка, выполненная над подводными горами глубоководных районов Атлантического океана, показала, что они, как правило, отличаются локальными аномалиями в свободном воздухе интенсивностью от нескольких единиц до нескольких десятков миллигал. На рис. 14 приведена карта гравитационного поля в редукции Буге и свободного воздуха на участок дна Северной Атлантики в районе Азоро-Гибралтарской тектонической зоны. Сопоставление карт гравитационного поля со схематической батиметрической картой этого района показывает, что подводные горы Жозефин, Горриндж, Дасия, а также Канарские острова и о. Мадейра создают четко выраженные аномалии гравитационного поля в свободном воздухе. Наибольшая аномалия (более 125 мгал) отмечена над подводной горой Горриндж. Аномалия Буге интенсивностью около 200 мгал зарегистрирована только над подводной горой Жозефин, что может свидетельствовать о наличии мощных вулканических каналов, являющихся источником аномалии.



Рис. 14

Карта гравитационного поля в редукциях Буге (а) и свободного воздуха (б) для района Азоро-Гибралтарской зоны разлома. По Е. Д. Корякину и А. М. Городницкому [11].

Изоаномалы проведены через 25 мгал.

На основе статистической обработки гравиметрических данных над отдельными подводными горами и вулканическими островами Северной Атлантики построены розы преобладающих направлений изоаномал в свободном воздухе и Буге для отдельных вулканов (рис. 15). Как видно из рисунка, преобладающее направление простираения аномалий в свободном воздухе для подводных гор и островов, пространственно тяготеющих к Азо-ро-Гибралтарской тектонической зоне, колеблется от 80° до 120° и примерно соответствует простираению Гибралтарской системы глубинных субширотных разломов [11]. Это позволяет высказать предположение, что в образовании перечисленных гор определяющую роль играл трещинно-магистральный вулканизм, контролирующийся субширотными дизъюнктивными нарушениями Гибралтарской системы. Обращает на себя внимание, что преобладающее направление изолиний аномалии Буге для подводной горы Жозефин также 120° и совпадает с генеральным направлением разломов для этого района.

Детальная гравиметрическая съемка, выполненная Г. Шурбетом и Дж. Уорзелом над отдельными подводными горами

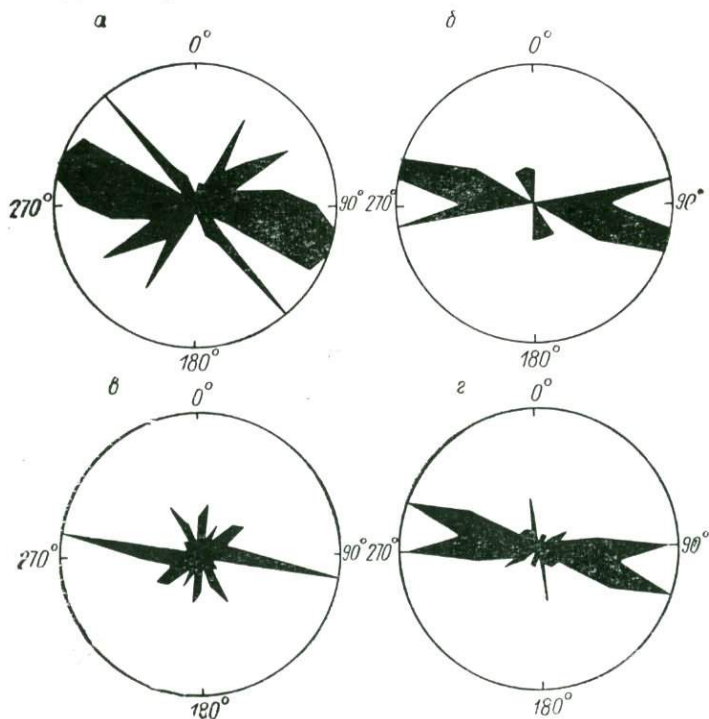


Рис. 15

Розы простираений изоаномал $\Delta g_{с.в.}$

а — Канарские острова; *б* — гора Дасия; *в* — гора Горриндж; *г* — о. Мадейра.

Новоанглийской цепи гор и Углового поднятия [179], показала, что над подводной горой Ретривер ($\Phi = 39^{\circ}41'$ с. ш., $\Lambda = 66^{\circ}05'$ з. д.) отмечается аномалия в свободном воздухе, равная 16 мгал. Значительный интерес представляет то обстоятельство, что сопоставление наблюдаемой аномалии с расчетной показало наличие остаточной аномалии 46 мгал. На основании этого авторы высказали предположение, что в непосредственной близости от подводной горы Ретривер может располагаться другая подводная гора. Проверка этого предположения позволила обнаружить в 8 км к востоку подводную гору Пикет с координатами $\Phi = 39^{\circ}40'$ с. ш., $\Lambda = 66^{\circ}00'$ з. д.

Опыт морских гравиметрических съемок, таким образом, указывает на возможность выявить близлежащие подводные горы, в то время как по данным промера установить это не удается.

Проведенный нами совместный статистический анализ данных гравиметрической и батиметрической съемок в районе подводных гор Ретривер и Пикет и построение роз преобладающих направлений изоаномал [11] показали, что вулканические массивы вытянуты с северо-запада на юго-восток, что соответствует общему простиранию подводных гор Новоанглийской цепи. Это позволяет высказать предположение, что вулканические процессы контролировались трансформными разломами северо-западного простирания. Анализ данных донного опробования и подводного фотографирования, свидетельствующего о наличии на вершинах этих подводных гор осадочных отложений плейстоценового возраста, указывает на то, что вулканизм здесь может датироваться только как постплейстоценовый. Аппроксимация изученных подводных вулканов набором цилиндров и подбор эквивалентных кривых позволили сделать вывод, согласно которому эти вулканы сложены породами плотностью $2,84 \text{ г/см}^3$ в том случае, если они изостатически не скомпенсированы, и более плотными, если такая компенсация существует.

Что касается изостатической компенсации подводных гор Северной Атлантики, то, по данным Дж. Уорзела и М. Тальвани, проводивших гравиметрические исследования над тремя подводными горами (Крузер, Керин и безымянной подводной горой) на северном склоне основания Бермудских островов, глубина залегания поверхности М по результатам двумерной задачи, подтвержденным сейсмическими данными, составляет более 20 км, тогда как на соседних участках океанической коры она характеризуется глубиной 10 км от уровня моря. Это обстоятельство свидетельствует о том, что гора Крузер изостатически скомпенсирована. Решение трехмерной задачи при анализе результатов гравиметрической съемки над подводной горой Керин и безымянной подводной горой Бермудских островов также показало, что глубина залегания М под ними больше

таковой окружающей океанической коры и что они изостатически скомпенсированы.

Таким образом, подводные вулканы «внутренних районов» Атлантического океана с нормальной океанической корой в отличие от описанных выше аналогичных вулканов «внутренних районов» Тихого океана подчиняются закону изостатической компенсации, что может быть предположительно связано с различной скоростью разрастания коры, но, возможно, свидетельствует и о существенно разном их генезисе.

Структура аномального гравитационного поля над подводными и надводными вулканами области переходных зон тихоокеанского типа, с которой связано образование островных дуг и желобов и развитие процессов андезитового вулканизма, наиболее полно изучена в районе островов Японских, Новой Зеландии и Курильских.

Гравиметрической съемкой, проведенной над крупнейшими вулканами Японии — Тая, Хасоно, Асо, Эра, Куттаро, Товада, и др., — было установлено, что структура гравитационного поля характеризуется наличием над кальдерами вулканов отрицательных аномалий, которые обусловлены накоплением над дном кальдер туфобрекчий, мощность которых достигает 3—7 км. Так, над кальдерой Куттаро на о. Хоккайдо гравиметрической съемкой установлена отрицательная аномалия Буге с амплитудой 46 мгал. Интерпретация результатов съемки показала, что отрицательная аномалия Буге связана с грубообломочными кислыми брекчиями, заполняющими кальдеру на глубину до 4 км, избыточная плотность которых $0,3—0,5 \text{ г/см}^3$ [204]. Отрицательная аномалия Буге с амплитудой до 45 мгал зафиксирована над кальдерой Эра на о. Кюсю. Отрицательная избыточная плотность и здесь составляет $0,3—0,5 \text{ г/см}^3$. Аналогичная картина установлена и в районах вулканов Осима, Тая, Хасоно, Асо и Сикоку.

Количественная оценка аномальных масс по формуле Гаусса показала, что недостаток массы обычно определяется недостатком изверженных пород, слагающих вулкан. Эта закономерность может быть использована для оценки по гравиметрическим данным дефицита масс под отдельными вулканами и вулканическими районами. Такой характер аномалий Буге над надводными и подводными вулканами характерен для большей части Тихоокеанского огненного кольца.

Результаты аэрогравиметрической и наземной съемок в Новой Зеландии показали, что в тех случаях, когда андезитовые вулканы образуют целые вулканические районы, характеризующиеся грабенообразными опусканиями, над ними отмечаются отрицательные аномалии Буге [201].

Заканчивая анализ структуры аномального гравитационного поля над подводными горами Мирового океана и близкими к ним по генезису островами, следует еще раз отметить, что

надежность интерпретации данных многочисленных гравиметрических съемок в значительной степени снижается недостаточностью данных о плотности горных пород, слагающих как сами подводные горы, так и их вулканические корни. Тем не менее, несмотря на неоднозначность интерпретации результатов гравиметрических съемок над подводными горами и вулканическими островами, а также разрозненность имеющихся данных, анализ структуры гравитационного поля над подводными вулканами свидетельствует о вероятном различии плотностных характеристик для базальтовых вулканов срединно-океанических хребтов и глубоководных океанических котловин и андезитовых вулканов области переходных зон. Это различие может быть использовано для диагностики подводных вулканов, изучения их генезиса, истории развития и глубинного строения.

3

МАГНИТНОЕ ПОЛЕ ОКЕАНА И ПОДВОДНЫХ ГОР

Магнитное поле океана. Анализ данных аэро- и гидромагнитных измерений, представляемых обычно в виде карт и профилей аномальных приращений модуля полного вектора геомагнитного поля или его составляющих, позволяет установить специфический характер структуры магнитного поля в океане. Аномальное магнитное поле шельфа по структуре близко к полю примыкающего материка и в ряде случаев является его продолжением.

Магнитная характеристика переходных зон тесно связана с особенностями глубинного строения земной коры, обусловленными положением шельфовых зон на стыке с континентальным и океаническими типами коры. Геологические структуры суши, продолжаясь на шельфе, секутся материковым склоном, в результате чего на краях материковых блоков общая структура магнитного поля изменяется, происходит смена преобладающих простираний, длины волн и интенсивности отдельных аномалий. Этот факт, широко известный для переходной зоны Атлантического океана, подтверждается результатами магнитных съемок в Индийском и Северном Ледовитом океанах. В ряде случаев в магнитном поле зоной вытянутых интенсивных аномалий проявляются «краевые» гранитные хребты, приуроченные к краю шельфа. Такие аномалии выявлены вдоль берегов Северной Атлантики, Африки, Австралии, в Норвежском и Чукотском морях и являются основной магнитной характеристикой зон перехода от континента к океану [10]. Другая часто наблюдаемая особенность поля в переходной зоне — наличие протяженных отрицательных аномалий, приуроченных к материковому подножию и соответствующих краевым структурным прогибам, компенсированным осадками.

В пределах глубоководного ложа океана можно выделить существенно различающиеся аномальные магнитные поля над хребтами срединными, асейсмичными и над различными абиссальями. В настоящее время наиболее полно изучено аномальное поле над срединными хребтами и непосредственно примыкающими к ним участками абиссалией.

Главной особенностью структуры аномального магнитного поля над срединными хребтами, отмеченной многими исследователями [10, 18, 34, 35, 86, 126, 151, 161 и др.], является наличие системы взаимно параллельных полосчатых линейных аномалий, ориентированных параллельно оси хребта и прослеживающихся на расстоянии до 3000 км от оси хребта (Восточно-Тихоокеанское поднятие). К оси срединного хребта, которой соответствует, как правило, рифтовая долина, в подавляющем большинстве случаев приурочена характерная «рифтовая» аномалия повышенной интенсивности, служащая осью симметрии для зон положительных и отрицательных аномалий, сменяющих друг друга по обе стороны хребта. При этом магнитные аномалии характеризуются сравнительно узким диапазоном амплитуд и шириной аномалий и образуют однородную структуру поля, в которой отчетливо видны отдельные зоны, различающиеся интенсивностью и корреляцией аномалий. В качестве примера можно привести структуру магнитного поля над Срединно-Атлантическим хребтом (рис. 16). Регулярная последовательность и симметрия аномальных зон относительно оси хребта позволяют в ряде случаев пронумеровать их. Уникальная структура аномального магнитного поля над срединно-океаническими хребтами послужила основой для создания мобилистской гипотезы разрастания океанического дна, являющейся составной частью теории мобильных литосферных плит.

Аномальное магнитное поле для хребтов несрединного типа изучено в меньшей степени, к тому же имеющиеся данные не анализировались. Аэромагнитная съемка хр. Ломоносова в Северном Ледовитом океане показала, что структура аномалий магнитного поля более соответствует континентальному, чем океаническому, типу. Амплитуда аномалий здесь в большинстве случаев не превышает 450 гамм, нет четкой ориентировки аномальных зон.

Районам глубоководного ложа океанов свойственны два типа аномального поля. Абиссали, примыкающие к срединно-океаническим хребтам, характеризуются регулярной структурой поля и ритмичным чередованием знака аномалий. На абиссальных, не связанных пространственно и генетически со срединными хребтами, регулярная структура аномального магнитного поля не отмечается. Так, на котловине Толля в Северном Ледовитом океане, расположенной к северу от хр. Ломоносова, выявлено неупорядоченное распределение аномалий при их изометрическом характере.

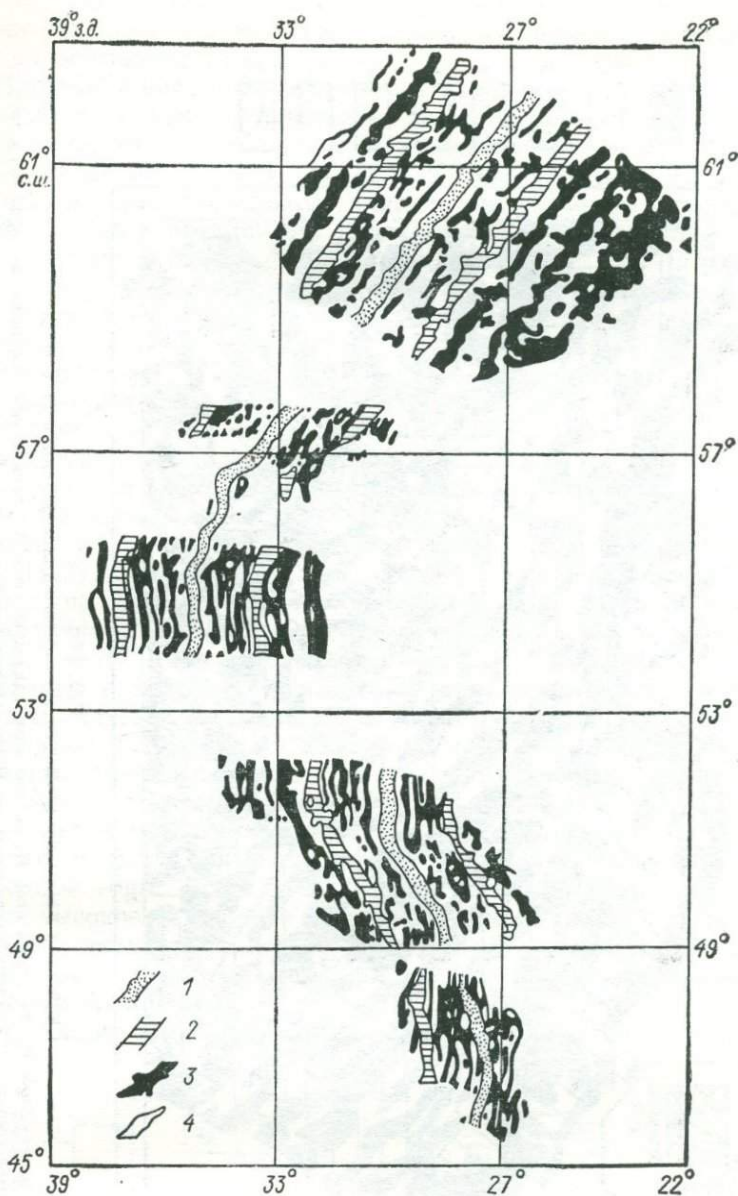


Рис. 16

Скелетная карта магнитных аномалий Срединно-Атлантического хребта.
По А. И. Рассохо, В. В. Федынскому, Р. М. Деменицкой и др. [47].

Аномалии: 1 — рифтовая Срединно-Атлантического хребта; 2 — магнитная № 5 по Ламонтской шкале; 3 — положительные; 4 — отрицательные.

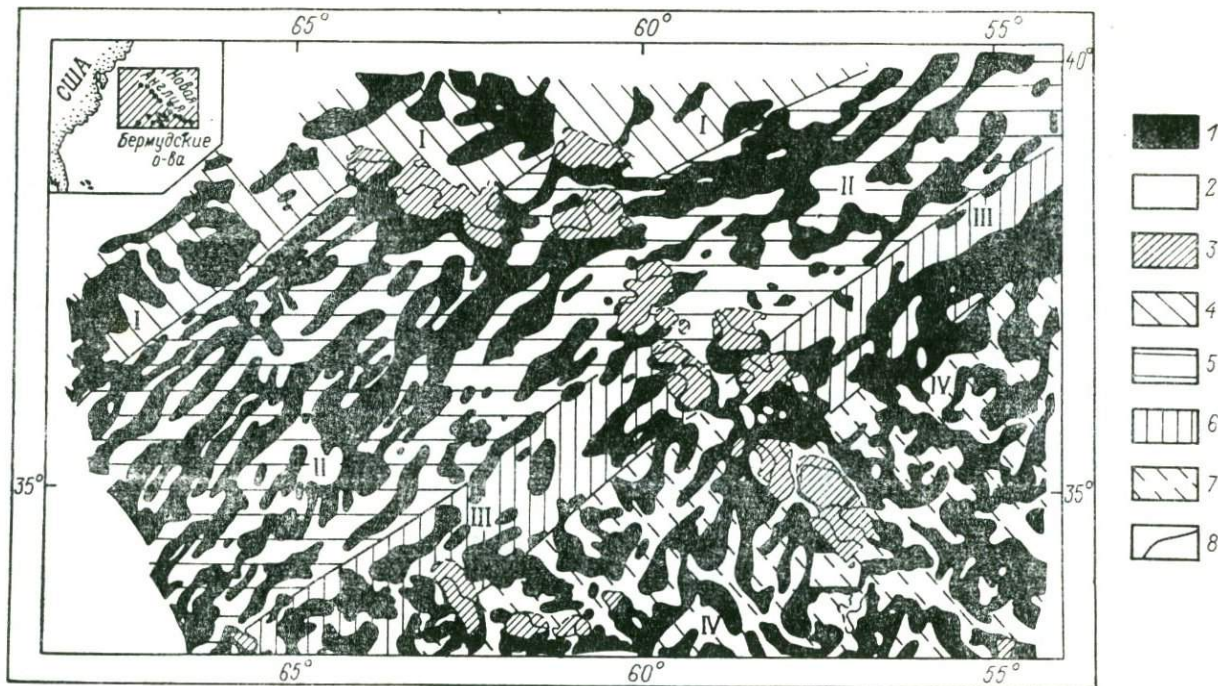


Рис. 17

Скелетная карта аномального магнитного поля изолинии ΔT_a [24].

1 — $\Delta T_a > 0$; 2 — $\Delta T_a < 0$; 3 — аномальное магнитное поле подводных гор; 4 — зона спокойного поля; 5 — зона коррелируемого аномального поля; 6 — зона интенсивных аномалий («бермудский скачок»); 7 — зона некоррелируемого аномального поля; 8 — граница зон. Римские цифры — номера зон.

Характерной составной частью структуры аномального магнитного поля океана являются локальные аномалии, создаваемые подводными горами.

Магнитное поле подводных гор. Гидромагнитные съемки над подводными горами за последнее десятилетие проводились как советскими, так и зарубежными исследователями [8—10, 28—30, 48, 50, 69, 99, 112, 114, 117, 122, 127, 137, 176, 184, 201, и др.]. На основе интерпретации и анализа полученных материалов в 1965 г. была предложена первая классификация подводных гор по характеру аномального магнитного поля [48]. В том же году был разработан метод совместного статистического анализа аномального магнитного поля и рельефа подводных гор, позволяющий различать «корневые» и «бескорневые» вулканические постройки [12]. Материалы гидромагнитных съемок, выполненных авторами над разными подводными горами, а также обобщение и анализ данных, полученных другими исследователями, дали возможность выявить основные характеристики структуры аномального магнитного поля подводных гор.

Большинство подводных гор создает локальные аномалии магнитного поля. Значительно реже встречаются «немагнитные» горы [122]. Характерной особенностью систем и цепочек подводных гор является то, что они, как правило, ориентированы безразлично к системам знакопеременных полосчатых аномалий (см. рис. 6, 17).

Данные о магнитных свойствах подводных гор могут быть условно подразделены на два типа: непосредственных экспериментальных измерений образцов горных пород и теоретические, расчетные, магнитные характеристики гор.

Можно рассчитать направление и среднюю намагниченность по результатам магнитной и батиметрической съемок при условии однородности намагничения и плоской формы подошвы подводной горы. Если принять, что породы, слагающие гору, имеют высокое остаточное намагничивание, значительно превышающее индуцированное в настоящем геомагнитном поле, можно рассчитать положение палеомагнитного полюса. Впервые подобный машинный расчет был выполнен в 1962 г. В. Вакье [190]. Серьезный недостаток расчета заключается в том, что

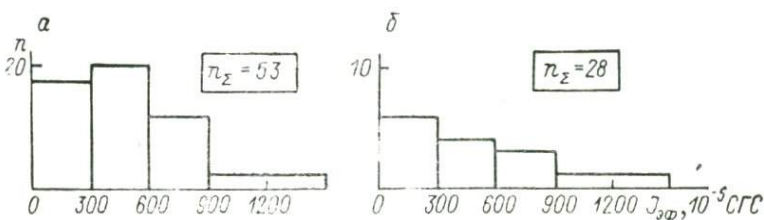


Рис. 18

Гистограммы эффективной намагниченности для подводных гор Тихого (а) и Атлантического (б) океанов.

ТАБЛИЦА 3

**Характеристика намагненности подводных гор
Атлантического океана**

Подводная гора	Средняя вычисленная намагненность $J_{ср}$, 10^{-3} СГС
Кельвин	10,0
Верма	1,1—1,5
Рейкьянес (хребет)	3,6—11,2
	11,6—38,9
	0,5—11,5
	1,0—126,0
	10,9—133,0
Пуэрто-Рико (одиночная)	5,0
Иер	3,1

ТАБЛИЦА 4

**Магнитные свойства океанических базальтов дна Тихого океана
(по Дж. Эйд-Холлу [91] и Д. М. Печерскому [64])**

Район наблюдений	Порода	$\chi_{ср}$, 10^{-3} СГС	J_n ср, 10^{-3} СГС	$Q=J_n/(0,5\chi)$	К-во образцов
Хуан-де-Фука (46°08' с. ш., 130°00' в. д.)	Пиллоу- базальт	1,06 (0,60— 14,00)*	32,10 (29,00— 38,00)*	61	10
Район Тихого и Атлантического океанов	Базальт	0,50	4,40	18	97
Японское море (42°36' с. ш., 136°20' в. д.)	Андезито- авгитовый базальт	0,22	1,73	—	5

* Предельные значения χ и J_n .

ТАБЛИЦА 5

**Характеристика намагненности подводных гор северной части
Тихого океана (по Ж. Франшто и др. [113])**

Гора	Координаты		Вычисленная $J_{ср}$, 10^{-3} СГС
	с. ш.	в. д.	
Район к востоку от Японии			
А	41,3°	146,0°	15,60
В	40,6	146,8	3,92
Сысоев	40,9	144,9	10,40
Риофу	38,0	146,9	6,03
Z-III-1	37,1	163,8	8,41
Z-III-2	36,2	163,9	7,30
Z-IV-1	28,8	148,3	1,33
Z-IV-2	28,4	148,2	4,19

Гора	Координаты		Вычисленная $J_{\text{ср}}$, 10^{-3} СГС
	с. ш.	в. д.	
Z-IV-3	27,1°	148,7°	6,43
Z-IV-4	28,0	147,6	2,99
Z-IV-5	27,7	140,4	3,15
Z-IV-6	29,6	137,1	5,07
Z-IV-7	30,2	136,7	1,21
Район у Гавайских островов			
Диксон	12,6	180,9	6,70
Шоу	17,9	207,3	3,80
Бушнель:			
1S	19,0	206,2	3,87
2N	19,2	206,2	4,63
3E	19,0	205,4	4,79
Кона:			
4N	17,3	205,8	5,84
5S	7,1	205,8	0,90
Чатаука	22,2	197,4	4,80
Гавайское поднятие:			
1	18,3	198,2	1,91
2N	18,8	197,9	7,21
2S	18,6	197,8	3,50
3N	19,1	199,0	7,08
3S	18,9	198,8	3,74
4	20,0	201,8	4,31
5E	19,3	197,5	6,09
5W	19,3	197,7	3,16
6	21,2	197,3	0,435
Район к западу от Калифорнии			
Мари	30,7	217,3	1,93
Мунлесс	31,9	218,2	10,17
Бутель	39,0	228,9	0,74
Маэр	29,5	211,2	1,89
Хок	32,1	233,0	3,91
39° с. ш., 131° з. д.	39,0	229,0	1,27
Фиберлинг № 2	32,3	232,8	4,81
Вестерн	36,8	234,4	3,99
Миддл	36,8	234,6	4,19
Истерн	36,7	234,7	9,06
Группа Трайпод к северу от разлома Кларнон			
A-1	20,7	247,3	6,80
A-2	20,7	247,3	4,41
A-3	20,7	247,3	7,03
A-4	20,7	247,3	8,24
A-5	20,7	247,3	3,85
A-6	20,7	247,3	3,98
E-7	21,3	247,5	7,30
E-8	21,3	247,5	3,91
E-9	21,3	247,5	4,24
F-10	20,2	243,6	9,01
G-11	20,5	243,3	1,35

Р. Мейсон, А. Рафф [145]	Д. Мэтьюз [146]
40	8—34
0,40	5,00
0,24—0,60	1,0—10,0
—	—
0,19	0,55
0,10—0,30	—
4	26
Брекче- видный изменен- ный базальт Изменен- ный базальт	
Район 22°31'45" с. ш.	Северо-восточная часть банки Су- оллу

Из рассмотрения исключается влияние аномального магнитного поля глубинных объектов, которое в отдельных случаях может привести к резкому расхождению между вычисленной эффективной намагниченностью $J_{эф}$ и действительной. Значение эффективной намагниченности служит косвенной характеристикой петрологического состава подводных гор.

Результаты расчетов представлены в табл. 3—6 и на рис. 18. Максимальное количество сведений собрано по Тихому океану. Анализ гистограмм (см. рис. 18) свидетельствует о возможности использования $J_{эф}$ в качестве дополнительного критерия при разделении подводных гор на группы в зависимости от слагающих пород. Для Тихого и Индийского океанов намечаются три группы пород, различающиеся между собой интенсивностью намагничивания. Так, $J_{ср.эф} = 2,0 \cdot 10^{-3}$ СГС, вероятно, свойственна горам, сложенным андезитами, а $J_{ср.эф} = 10,0 \cdot 10^{-3}$ СГС — вулканам, сложенным базальтами [20, 51, 60].

Данные о магнитных свойствах образцов океанических базальтов, отобранных драгами, приведены в табл. 4, 6. Интенсивные сборы образцов драгами проводятся с 60-х годов текущего столетия. Образцы обычно поднимают со срединно-океанических хребтов, где лучше обнажены коренные породы дна. Наибольшее количество образцов собрано в Атлантическом океане. Согласно данным табл. 4—6 образцы имеют повышенную

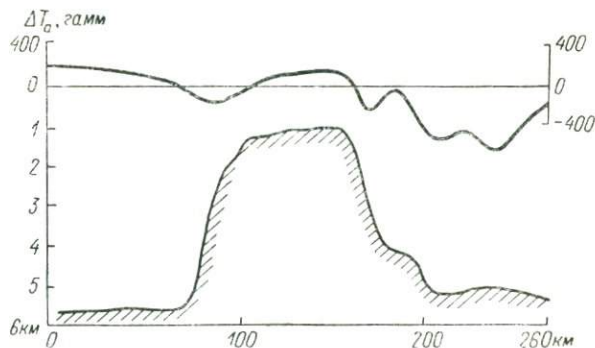
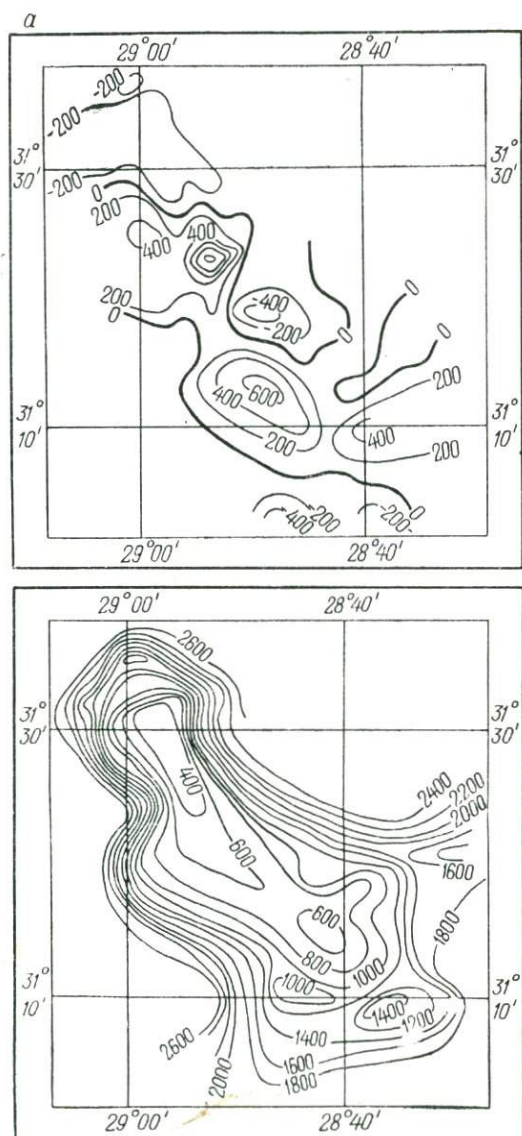


Рис. 19
Слабomagнитный гайот на периферии Каролинской цепи подводных гор.

остаточную намагниченность J_n и большие значения фактора Q . Намагниченность базальтов, например, колеблется в широких пределах — $(0,4 \div 32,0) \cdot 10^{-3}$ СГС, а фактор Q — от 4 до 60. В то же время они характеризуются низкой магнитной восприимчивостью $\kappa = (0,08 \div 1,0) \cdot 10^{-3}$ СГС, обусловленной, вероятно, малым содержанием окисного железа [88]. Г. Н. Петровой установлено, что термоостаточная намагниченность океа-



нических базальтов очень устойчива. Для того чтобы изменить направление на 5° , требуется внешнее поле 2000 э [64].

В. И. Багиным, С. Ю. Бродской, Г. Н. Петровой выявлена зависимость J_n и χ от скорости кристаллизации лавы. По результатам измерений указанных авторов χ на поверхности лавы не превышает $0,05 \cdot 10^{-3}$ СГС, с удалением от поверхности в интервале от 3 до 20 см она возрастает до $(10 \div 60) \cdot 10^{-3}$ СГС,

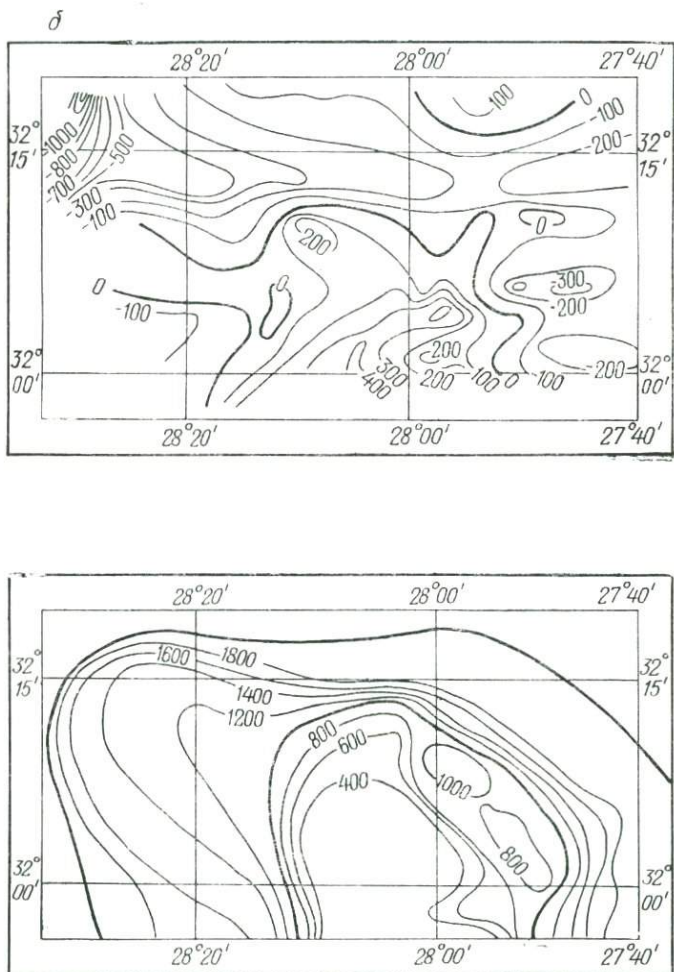


Рис. 20

Аномальное магнитное поле и рельеф подводных гор Азоро-Гибралтарской тектонической зоны.

Подводные горы: а — Пер; б — Эрвинг. Изодинамы проведены через 200 гамм, изобаты — через 200 м.

а затем падает. Это явление авторы объясняют тем, что в подводных базальтовых лавах к моменту излияния содержались лишь зародыши кристаллов титаномагнетита, которые близ поверхности излияния успели вырасти до размеров, близких к одноподоменным, а глубже благодаря более медленному застыванию образовались мультидоменные структуры.

Аэро- и гидромагнитные съемки, выполненные над подводными горами в различных районах Мирового океана, показали, что подводным горам вулканического происхождения обычно соответствуют отчетливые локальные аномалии магнитного поля с амплитудами до 400—600 гамм. Наряду с этим встречаются подводные горы, слабо проявляющиеся в магнитном поле. Например, слабомагнитный гайот обнаружен А. М. Городницким на периферии Каролинской цепи подводных гор (рис. 19). Однако отсутствие локальной аномалии над подводной горой еще не свидетельствует о немагнитности слагающих ее пород. Так, отсутствие положительных аномалий над четырьмя подводными горами (вулканами) в северо-восточной части Тихого океана объясняется недостатком магнитных масс в их вулканических корнях по сравнению с вмещающей океанической горой.

Результаты гидромагнитной съемки, выполненной А. М. Городницким, Э. М. Литвиновым и Н. Н. Трубяччинским в 1965 г. в Северной Атлантике над подводными горами Йер, Эрвинг, Крузенштерн и Ампер, показали, что аномальное магнитное поле хорошо коррелируется с данными батиметрии и что эти горы, очевидно, вулканического происхождения (рис. 20—22).

Исследования магнитного поля подводных вулканов и гор показали, что аномалия над подводной горой — суммарный эффект воздействия полей горы и ее вулканических корней [9, 170, 189, 190]. С целью разделения этих полей А. М. Городницким и Э. М. Литвиновым предложен и апробирован метод совместного статистического анализа батиметрических карт и карт аномального магнитного поля [12]. Трудность решения этого вопроса определяется сложностью аналитического разделения аномального магнитного поля над локальными формами рельефа дна, в частности над подводными горами, на поле, связанное непосредственно с рельефом горы, и поле, обусловленное ее вулканическими корнями.

С целью дифференциации и последующего отдельного изучения воздействия этих факторов было предложено использовать для анализа карт аномального магнитного поля на участках подводных гор методику статистического анализа, которая обычно применяется для обработки результатов площадной микромагнитной съемки. Возможность применения такой методики определяется тем, что подводные вулканы являются, как правило, существенно локальными образованиями в морфологическом, геологическом и геоморфологическом планах. По-

этому выбор площадок для анализа, как это предусмотрено методикой микромагнитной съемки, не представляет затруднений. Локальный характер подводных гор делает их оптимальными объектами для исследования с помощью указанной методики.

На основе аналитического выражения, позволяющего по аномалии магнитного поля над подводной горой рассчитать эффективность намагниченности, А. М. Городницким в 1967 г. предложен способ разделения подводных вулканов на андезитовые и базальтовые по расчетной $J_{эф}$ [8]. Суть метода в том,

что по данным магнитных исследований образцов намагниченность молодых андезитовых вулканов не превышает $(0,8 \div 1,5) \cdot 10^{-3}$, в то время как намагниченность базальтовых вулканов — $(4 \div 20) \cdot 10^{-3}$ СГС.

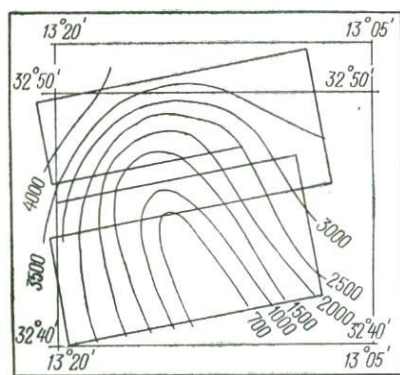
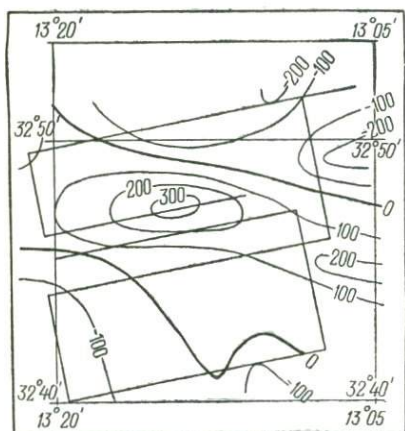
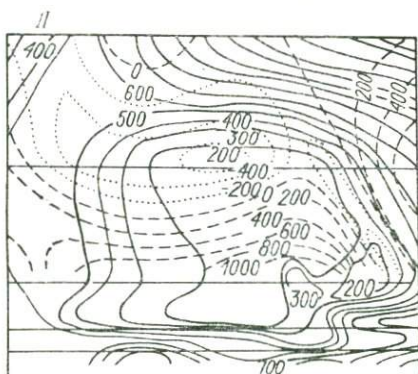
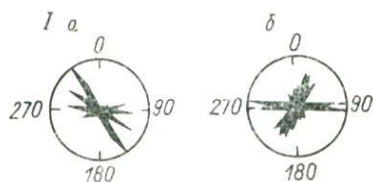


Рис. 21

Аномальное магнитное поле и рельеф подводной горы Крузенштерн.

Изодинамы проведены через 100 гамм, изобаты — через 500 м.



--- 1 2 — 3

Рис. 22

Результаты гидромагнитной съемки над подводной горой Ампер (рельеф дна и аномалии ΔT_a).

I — розы преобладающих направлений изодинам магнитного поля (*a*) и изобат (*б*); *II* — схематическая карта магнитного поля и рельефа: 1—2 — изодинамы (1 — положительные, 2 — отрицательные); 3 — изобаты. Сечение изодинам через 200 гамм, изобат — через 100 м.

Эффективная намагниченность вулканов Камчатки,
вычисленная по аэромагнитным аномалиям
(по А. С. Горшкову)

Вулкан	Высота над кратером, м	Высота вулкана, м	$\frac{J_{\text{эф}}}{\gamma} \Delta T_a$, гамм.	Намагничен- ность, 10^{-4} сгс
Крашенинникова	300	1600	1900	7,7
Ильчинская Сопка	450	1500	1400	7,7
Мутновская Сопка	300	1000	1350	7,2
Опала	300	2100	1700	6,2
Тауншиц	450	1600	1100	5,6
Желтовская Сопка	450	1900	1100	5,2
Кроноцкая Сопка	350	3000	1400	4,4
Гамчен	400	1800	900	3,8
Карымская Сопка	250	700	600	3,5
Авачинская Сопка	450	2100	800	3,2
Камбальная Сопка	200	1800	800	2,7
Ходутка	450	1800	500	2,3

При этом остаточная намагниченность всегда превышает индуцированную. Сопоставление расчетных значений $J_{\text{эф}}$ для камчатских вулканов с данными лабораторных исследований, выполненных А. С. Горшковым, приведено в табл. 7. Как видно из таблицы, результаты лабораторных измерений магнитных свойств образцов горных пород и их петрографический анализ подтверждают возможность использования аномального магнитного поля над вулканами для их косвенной геологической диагностики.

Расчет аномалий магнитного поля над моделями ряда подводных гор показал, что вычисленные аномалии значительно уже наблюдаемых. Это характерно для многих гор, обследованных магнитной съемкой. Интересные данные по исследованию одной из подводных гор в Гвинейском заливе приводит К. Харрисон [122]. Гора имеет правильную форму и возвышается над дном на 2000 м, находясь в 2650 м от поверхности моря. Магнитная аномалия отчетливо выделяется на фоне общего поля. В северной части горы наблюдается магнитный минимум, в южной — максимум, общий перепад аномалии 700 гамм. Моделирование горы магнитным телом, эквивалентным рельефу, дало слабое соответствие с наблюдаемым полем. Дальнейший подбор показал, что магнитные породы должны располагаться ниже подошвы горы, т. е. гора, будучи немагнитной, имеет «магнитный корень».

Большое значение для получения информации о возникновении и развитии океанической коры имеет палеомагнитный аспект исследования подводных гор. Подавляющее большинство подводных гор — это вулканы, поэтому естественно предполагать термоостаточную природу их намагниченности. Остывание

лавы ниже точки Кюри приводило к намагничению породы в постоянном магнитном поле. Термоостаточная намагниченность, как показывают палеомагнитные исследования, достаточно устойчива во времени. Поскольку возраст большинства подводных гор не менее десятков миллионов лет, то температура их массы в целом должна быть ниже точки Кюри. Отсюда термоостаточная намагниченность в породах вулканических подводных гор должна быть повсеместной [117].

Определение остаточной намагниченности пород подводных гор путем отбора ориентированных образцов не представляется возможным, поэтому обычно используется способ, основанный на анализе магнитных аномалий. Он включает в себя фактический подбор намагниченности, которая для принятой модели тела позволяет воспроизвести реальную магнитную аномалию.

Одним из наиболее употребительных методов определения направления собственной намагниченности, основанных на знании магнитной аномалии и формы тела, является «метод трех полей», заключающийся в построении наименьшей поверхности трех гипотетических полей, рассчитанных для моделей на ЭВМ. Исследовав векторную связь между индуцированной и остаточной намагниченностью, можно определить центр овала возможных положений виртуального и палеомагнитного полюса. Необходимо отметить при этом, что определение намагниченности и последующие расчеты положения виртуального полюса для подводной горы на основе батиметрических и магнитных наблюдений возможны при следующих допущениях: 1) земное поле является диполем, совпадающим с осью вращения Земли; 2) лавовые потоки, сформировавшие подводную гору, консолидировались в относительно короткий промежуток времени и намагничивались одинаково при достижении температуры точки Кюри; 3) первичная намагниченность осталась неизменной до настоящего времени; 4) индуцированная намагниченность невелика; 5) полный вектор напряженности геомагнитного поля во всем рассматриваемом районе имеет постоянное направление; 6) основание горы плоское.

Подводные горы образовались в различные геологические эпохи, когда происходили движения земной коры относительно геомагнитного поля, такие, как дрейф континентов, раздвижение океанического дна и менее значительные тектонические события. Если подводная гора смещается в результате раздвижения океанического дна, то следует ожидать отклонения виртуальных полюсов подводных гор от траектории, рассчитанной по палеомагнитным данным на материках.

Большой интерес для определения движений земной коры по данным намагниченности подводных гор представляет северо-восточная часть Тихого океана. Анализ намагниченности в этом регионе позволяет в ряде случаев получить данные, свидетельствующие о значительном смещении подводных гор вдоль

определенных линий разломов земной коры. Так, например, восточное и юго-восточное склонение полного вектора магнитного поля для горы Маэр, расположенной в 20 км к югу от разлома Меррей, и юго-западное склонение вектора \bar{T} для горы Бутель, находящейся между зонами разломов Мендосино и Пионер, можно отнести за счет вращения вмещающих блоков коры при раздвижении океанического дна на запад от Восточно-Тихоокеанского поднятия. Таким образом, систематический анализ намагниченности большого числа подводных гор может помочь выяснению различных видов деформаций и смещений коры в океане.

Вычисление координат виртуальных полюсов, выполненное по материалам детальных гидромагнитных съемок, позволило установить, что группы подводных гор в районе Гавайских островов сместились к северу более чем на 30°. Палеомагнитное изучение подводных гор в западной и северо-западной частях Тихоокеанской плиты также дает возможность предположить ее дрейф в северном направлении.

В табл. 8 приведены расчеты намагниченности, склонения, наклонения и координат палеомагнитных полюсов в северо-западной части Тихого океана, выполненные по методике, предложенной В. Вакье [190, 191]. Положение изученных подвод-

ТАБЛИЦА 8

Положение палеомагнитных полюсов для подводных гор
в северо-западной части Тихого океана
(по В. Вакье и С. Уеда) [191]

Гора (см. рис. 23)	Координаты		Склонение		Наклонение	Намагниченность, 10 ⁻³ ГГС	Координаты палеомагнитного полюса		Возраст, определен- ный по образцам, млн. лет
	Широта	Долгота	Магнитное	Географическое			Широта	Долгота	
A	41,3°	146,0°	0°	-7°	2°	15,6	49°	337°	—
S	40,9	144,9	348	341	22	10,4	56	359	—
B	40,6	146,9	350	353	-4	3,9	47	337	—
R	38,0	146,0	349	344	3	6,0	51	352	72
3-1	37,1	163,8	267	268	38	3,4	11	92	25
3-2	35,6	163,9	276	278	44	7,2	21	91	—
4-1	28,8	148,4	315	313	-35	2,3	24	17	—
4-2	28,4	148,2	9	28	5	4,2	53	278	72
4-3	27,1	148,7	17	16	-13	6,4	53	302	92
4-4	28,0	147,6	12	11	-1	3,0	60	303	18
4-5	27,7	140,4	7	5	39	3,2	82	332	—
4-6	29,6	137,1	3	-1	31	5,1	77	320	—
4-7	30,2	136,7	3	-1	7	1,2	63	319	—
ОТК-1	47,1	150,5	13	5	38	1,0	64	320	—
ОТК-2	45,5	147,5	35	27	31	1,6	53	280	—

ных гор показано на рис. 23. В таблице указаны также данные определения возраста пород, слагающих отдельные подводные горы, по образцам, отобранным путем драгирования с их вершин. Сопоставление табличных данных с картами современного геомагнитного поля показывает, что наклонение вектора вычисленной намагниченности, как правило, меньше, чем у современного магнитного поля в этом районе. Этот факт может свидетельствовать о том, что подводные горы в северо-западной

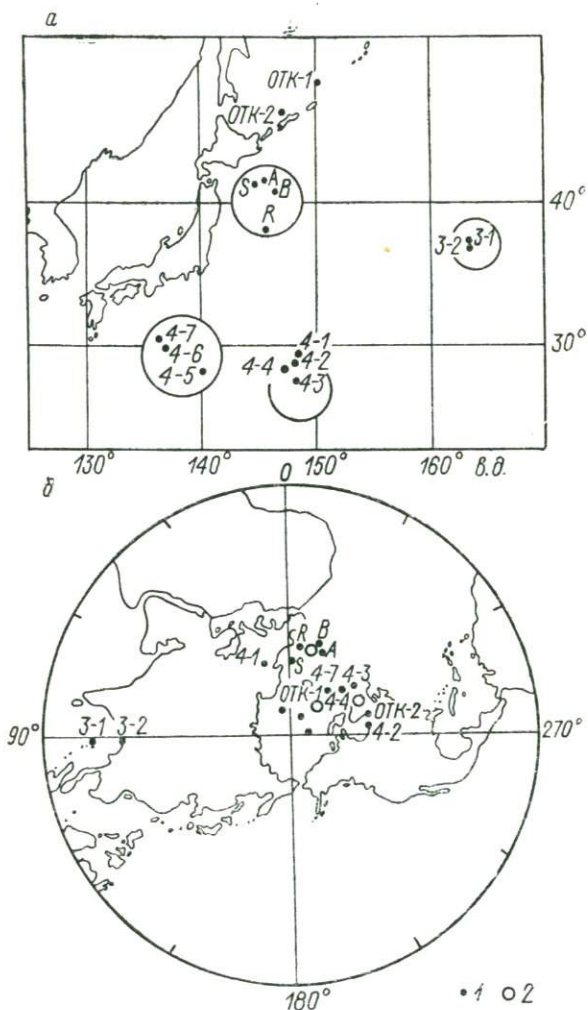


Рис. 23

Схема расположения подводных гор к востоку от Японии (а) и положения их палеомагнитных полюсов (б) [191].
1 — положение отдельных гор; 2 — положение групп гор.

части Тихого океана при возникновении находились ближе к магнитному экватору, чем в настоящее время. Таким образом, изменение наклона, а также сопоставление вычисленных виртуальных полюсов с траекториями палеомагнитных полюсов для примыкающих континентов дают возможность предполагать наличие дрейфа океанического дна в изученном районе в северном направлении начиная с позднего мела. Однако следует отметить, что анализ расчетной намагниченности и вычисление виртуальных полюсов для подводных гор Японского моря не указывают на северный дрейф этого района [189].

Расчет положения виртуальных полюсов для группы подводных гор к юго-западу от Гавайских островов показал, что их палеоширота близка к 9° ю. ш. [113, 114]. На рис. 24 показаны результаты изучения горы Шоу. Аналогичный результат был получен для подводной горы Диксон ($12^\circ 34'$ с. ш., $179^\circ 05'$ з. д.), виртуальный геомагнитный полюс которой располагался близко к виртуальным полюсам для группы подводных гор к юго-западу от Гавайских островов (1° в. д., 68° с. ш.). Средний возраст этой группы подводных гор — около 83 млн. лет. Если эти горы располагались на жесткой плите, то результаты определения их палеомагнитной широты указывают на перемещение плиты в северном направлении [176].

Совместный анализ результатов расчета намагниченности и положения виртуальных палеомагнитных полюсов для подводных гор Тихоокеанского бассейна, выполненного различными исследователями, а также данных палеомагнитного изучения образцов изверженных пород, отобранных на островах вулканического происхождения, дал возможность установить местоположение палеомагнитных полюсов для различных частей Тихого океана, и в первую очередь для его северо-восточной части [113]. Обобщение материалов геомагнитного изучения для 9 подводных гор в районе Гавайских островов, 12 подводных гор вблизи Калифорнийского побережья и 29 подводных гор в районе разлома Пионер позволило определить среднее положение палеомагнитного полюса в меловой период. Среднее положение полюса, определенное по 17 подводным горам мелового возраста: 61° с. ш., 16° в. д. при овале доверия около 8° . Это положение хорошо согласуется с результатами палеомагнитного изучения гор, расположенных южнее Гавайских островов, что, в целом, свидетельствует о перемещении дна северо-восточной части Тихого океана по сравнению с его нынешним положением. Анализ данных по группе гор из района Гавайских островов позволяет сделать важное заключение об изменении взаимного положения северо-западной и северо-восточной частей Тихого океана по сравнению с их современным положением.

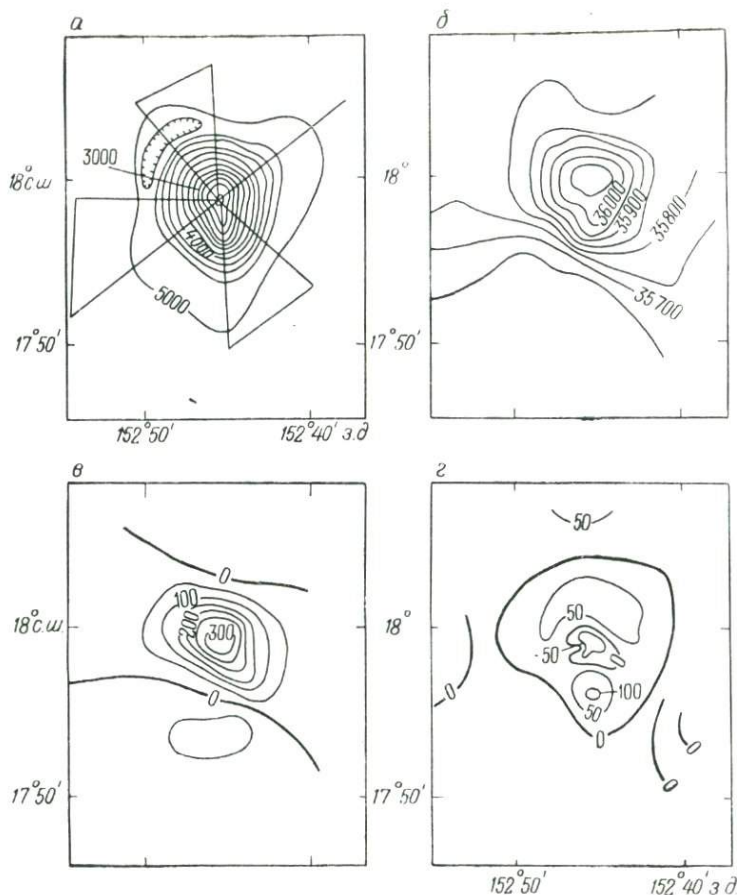


Рис. 24

Подводная гора Шоу в Гавайском районе ($\Phi=17,9^\circ$ с. ш., $\Lambda=152,73^\circ$ з. д.) [100].

а — карта глубин (изобаты проведены через 250 м); *б* — наблюдаемое магнитное поле (изодинамы проведены через 50 гамм); *в* — расчетная аномалия; *г* — разностное магнитное поле (наблюдаемое магнитное поле минус расчетная аномалия).

Таким образом, обобщение материалов магнитного изучения 56 подводных гор Тихого океана дало возможность реконструировать направление дрейфа магнитного полюса для Тихоокеанского бассейна с мелового до неогенового периода. В результате реконструкции было установлено, что подводные горы Гавайского хребта и Японские подводные горы должны были перемещаться относительно друг друга, т. е. они не могли находиться на одной жесткой литосферной плите.

Сопоставление положения виртуальных палеомагнитных полюсов в указанных районах Тихого океана с положением па-

леомагнитного полюса для Антарктиды, находившейся в течение того же интервала времени в относительном покое, и с простираем региональных разломов в бассейне Тихого океана позволяет предположить, что современная Тихоокеанская плита состояла ранее по крайней мере из трех отдельных плит. Асейсмичные вулканические хребты, прослеживающиеся в бассейне Тихого океана, могут являться границами этих палеоплит, соединенных ныне в единую Тихоокеанскую плиту.

Приведенные данные показывают, что геомагнитное, и в частности палеомагнитное, изучение многочисленных подводных гор, распространенных повсеместно на дне Мирового океана, может дать чрезвычайно важные сведения о генезисе и последующем тектоническом развитии океанической коры, а также о ее структурном и генетическом соотношении с континентальной корой.

4

СТРУКТУРА ЗЕМНОЙ КОРЫ В РАЙОНАХ РАЗВИТИЯ ПОДВОДНЫХ ГОР

Активное изучение строения океанической коры с помощью глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) позволило получить обширный материал по различным регионам, включая районы развития подводных гор. Однако горювмещающие провинции сейсмометрически изучены недостаточно. Сопоставление разрезов коры в районах развития подводных гор с окружающими акваториями показывает, что, несмотря на местные особенности, существенных специфических отличий эти области не имеют. Это касается мощности коры, соотношения входящих в ее состав слоев и распределения скоростей на границе М.

Следует отметить, возможно, несколько повышенную пестроту значений скоростей распространения сейсмических волн по подошве коры: часто встречаются значения меньше 8 км/сек. Однако нет оснований считать эту картину типичной только для условий массового развития подводного вулканизма. Не исключено, что в дальнейшем, при более детальных исследованиях различных горювмещающих провинций, этот или какой-либо иной признак в строении коры, устанавливаемый сейсмометрически, явится типовым, присущим именно вулканическим областям океанического дна. В настоящий момент для таких заключений нет оснований. Это обстоятельство наводит на мысль, что источники вулканизма следует искать в более глубоких срезях Земли, т. е. в пределах верхней мантии. Вулканические процессы, развивающиеся в верхней мантии и приводящие к массовому проявлению вулканизма на поверхности дна, определенным образом захватывают литосферу и кору.

В верхней части литосферы, по-видимому, происходит релаксация «вулканических» напряжений, и поэтому в обобщениях, основанных на результатах ГСЗ, не отражается аномально-критическое состояние коры, соответствующее повышению ее магматической проницаемости.

Значительно раньше геологами высказывалось предположение, обоснованное геофизическим, геохимическим и общетеоретическим представлениями, что тем слоем в верхней мантии, где происходят основные магнообразующие процессы, является астеносфера. Само состояние вещества, характер термодинамических условий предопределяют материнскую вулканическую роль этого глубинного квазирасплава. Именно активизация отдельных участков астеносферы, вероятно, ведет к развитию той цепочки явлений, которая завершается подводным вулканизмом. Указанная активизация участков астеносферы может являться производной как более глубинных процессов, в некоторых случаях, может быть, и связанных с преобразованиями вещества в ядре Земли, так и благоприятных условий в пределах вышележащих горных масс, т. е. условий, связанных с возникновением ослабленных зон в толще литосферы. Исследование океанического вулканизма поэтому и представляется весьма перспективным для раскрытия взаимосвязанных процессов геологического развития оболочек мантии, и в первую очередь земной коры.

По-видимому, существует генетическая связь между характером земной коры и спецификой развития подводных гор, поэтому целесообразно рассматривать распределение гор на океаническом дне и их геологическое строение на фоне того типа земной коры, где развиты конкретные локальные поднятия (табл. 9).

5

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Результаты геолого-геоморфологического исследования подводных гор, математического моделирования физических полей, а также анализ структуры магнитного и гравитационного полей дают возможность наметить тектоно-генетическую связь подводных гор с основными морфоструктурами дна Мирового океана и выделить характерные особенности структуры гравитационного и магнитного полей. Совместный анализ полученных данных позволяет высказать предположение о наличии тектоно-генетической связи подводных гор (в большинстве случаев являющихся вулканами) с тремя основными морфоструктурами океанического дна: срединно-океаническими хребтами, глубоко-водным ложем и зонами перехода от континента к океану. В соответствии с этим можно выделить три основных типа подводных гор, различающихся генетически, морфологически,

Генетическая классификация и геодинамика земной коры

Классификационные признаки	Геодинамика коры революционного типа			Геодинамика коры эволюционного типа
	Океаническая	Континентальная		
	Тип I (конструктивный)	Тип II (конструктивно-деструктивный)	Тип III (конструктивно-пассивный)	Тип IV (эксонструктивный, консервативный)
Пути становления	Создание молодой океанической коры в узкой зоне тыловой части плит (в рифтах) за счет поступления мантийного материала	Создание молодой континентальной коры путем ассимиляции и мантийной переработки в условиях высоких температур и напряжений погружающейся и уничтожающейся океанической коры в узкой зоне на фронте океанической плиты	Образование утолщенной континентальной коры в складчатых зонах за счет надвигания, смятия и частичного наращивания плит	Стабилизация во времени конструктивно-деструктивного и конструктивно-пассивного типов коры. Эволюционная переработка коры
Характеристика зоны становления или преобразования	Активная зона дивергенции (раздвижения) двух океанических плит	Активная зона конвергенции (поддвига) двух океанических или океанической и континентальной плит	Зона столкновения плит, из которых хотя бы одна континентальная	Повсеместная пассивная переработка с подчиненной дивергенцией, возможно наличие ослабленных зон, связанных с палеодивергентными и палеоконвергентными границами
Тип начального возникновения	Мантийные инъекции, подводный вулканизм и гидровулканизм	Гранитизация; на глубине явления дегидратации. Активный дискретный вулканизм	Складчатость с явлениями меланжа: чешуйчатость, коробление, торшение	Базификация
Тип конечного преобразования	«Слив» — поддвиг океанической коры под континентальную с активным погружением в мантию. На краю плиты возможно реликтовое образование регионов с океанической корой как подчиненный процесс	Эволюционный, с поверхностной эрозией	Эрозия: переход в кору консервативного типа	Утонение (растяжение?) и раскол с образованием континентальных рифтов и (или) микроокеанических бассейнов
Порядок скорости формирования, этапность процесса	Быстрый, одноэтапный: латеральная скорость наращивания коры 0—20 см/год	Быстрый и средний, многоэтапный	Быстрый, поэтапный, со скоростью утолщения коры по вертикали до 2 см/100 лет	Перманентный, медленный, с инверсиями
Длительность процесса	Существование одной системы структуры разрастания не более $170 \cdot 10^6$ лет	Время завершения формирования континентальной коры на стадии орогенеза $15 \cdot 10^6$ лет	Орогенная стадия $(1 \div 10) \cdot 10^6$ лет	Возраст древнейшей консервативной коры $3700 \cdot 10^6$ лет. Однако процесс становления коры древнее чем $600 \cdot 10^6$ лет не ясен и, вероятно, проходил по несколько иной схеме
Внутреннее состояние	Растяжение	Сжатие	Сжатие	Региональные сжатия и растяжения (сложные узлы поля напряжений)

Классификационные признаки	Геодинамика коры революционного типа			Геодинамика коры эволюционного типа
	Океаническая	Континентальная		
	Тип I (конструктивный)	Тип II (конструктивно-деструктивный)	Тип III (конструктивно-пассивный)	Тип IV (эксконструктивный, консервативный)
06 Тип преобладающих движений	Активные вертикальные движения в зоне гребня; пассивные горизонтальные на флангах как следствие растекания вертикального потока конвенции астеносферных течений; крупные сравнительно внезапные вертикальные движения (опускания) океанического дна как следствие остывания плиты и компенсационных разгрузок	Вертикальные движения как следствие наклонного погружения океанической литосферы и подъема разогретого коро-мантийного материала	Вертикальные движения как следствие бокового сжатия, приводящие к смятию осадочного чехла, меланжу, метаморфизму, образованию корней гор	Колесательные движения как следствие изостатических процессов в ходе изменения состава и плотности коры, процессов, связанных с дифференциацией в верхней мантии
Тип вулканизма	Базальтовый	Андезитовый	На первом этапе нет; на втором (в орогенной стадии) — кислый	Базальтовый, щелочной, кислый
16 Тип метаморфизма	Зеленосланцевая фация. Серпентинизация	Гранулитовая, эклогитовая, амфиболитовая, зеленосланцевая. Десерпентинизация океанической коры	Гранитизация. Реликты всех типов фаций	Все типы метаморфизма: от эклогитовой до гранулитовой и зеленосланцевой фаций
Параметры (по сейсмическим данным)	Океаническая кора мощностью 5—6, субокеаническая (реликты океана) 6—15 км	Континентальная кора мощностью 35—50, субконтинентальная — 15—30 км	Континентальная кора утолщенная, с мощным гранитным и базальтовым слоем, общей мощностью 45—75 км	Нормальная и утоненная континентальная и субконтинентальная кора мощностью 25—45 км
Геоморфологическая характеристика (примеры регионов)	Океанические бассейны; некоторые моря (Японское?)	Переходная зона от континента к океану тихоокеанского типа (островные дуги, Анды)	Складчатые системы типа Альпийско-Гималайского пояса	Платформы, щиты, глыбовые поднятия, материковые рифты (например, Сибирская платформа, плато Колорадо, запад Европы, Байкальский рифт, возможно Японское море)
Проявления в физических полях	Симметричное магнитное поле; повышенный тепловой поток; линейная мелкофокусная сейсмичность	Магнитное поле, характерное для вулканических структур; регионально повышенный тепловой поток; наличие сейсмических очагов по всему диапазону глубин, образующих единую наклонную фокальную поверхность; гравитационное поле резко аномальное	Магнитное поле слаболинейное, с источниками аномалий на больших глубинах; тепловой поток повышенный; сейсмичность региональная, отмечается на разных глубинах вдоль поверхностей скольжения плит или их погруженных реликтов	Магнитное поле разнообразно, с источниками на разных глубинах; тепловой поток нормальный и пониженный; гравитационное поле с локальными и региональными аномалиями; повсеместная асейсмичность, для отдельных регионов — микросейсмичность по разломам

по составу и имеющих различную структуру аномальных геофизических полей: подводные горы провинции срединных хребтов, подводные горы провинции глубоководного ложа и подводные горы провинции переходных зон. Остановимся кратко на их сравнительных геолого-геоморфологических и геофизических характеристиках.

Провинция срединно-океанических хребтов. Подводные вулканы здесь непосредственно связаны с интродуцированием рифтовой зоны ультраосновной магмой. Данные детальных батиметрических съемок, выполненных в различных районах Срединно-Атлантического хребта, показали, что подводные горы локализуются в основном в зоне гребня, вблизи оси хребта, а также на его склонах. Гребень Срединно-Атлантического хребта, разбитый системой параллельных разломов, смещается вдоль них на расстояния до 300 км, что вызывает соответствующее смещение подводных гор.

Сами горы здесь, как правило, представляют собой конические, относительно малоэродированные образования, на вершинах которых отсутствуют мощные рыхлые отложения. Средний диаметр основания отдельных подводных гор — не более 30 км. Петрографический анализ образцов, отобранных при драгировании с вершин подводных гор этого типа, показал, что они представлены главным образом толеитами и щелочными оливиновыми базальтами. Интенсивность намагничивания базальтов $(5 \div 15) \cdot 10^{-3}$ СГС.

Анализ структуры гравитационного поля в районах срединно-океанических хребтов показывает, что над гребнем хребта, как правило, отмечается минимум положительных значений силы тяжести в редукции Буге при избыточной плотности пород дна по отношению к воде $1,57 \text{ г/см}^3$. Влияние подводных гор на аномалии в редукции Буге практически незаметно, что свидетельствует, по-видимому, о малом гравитационном эффекте их вулканических корней. Вместе с тем в районе гребней Срединно-Атлантического хребта и Восточно-Тихоокеанского поднятия проявляются интенсивные положительные аномалии в свободном воздухе, хорошо коррелирующиеся с рельефом. Над отдельными подводными горами зарегистрированы локальные положительные аномалии в свободном воздухе с амплитудой 50 мгал и более. При этом длина волны аномалий в свободном воздухе примерно соответствует длине волны рельефа и в отдельных случаях превосходит ее.

Наличие в районах срединно-океанических хребтов полосчатых магнитных аномалий с амплитудой сотни гамм и интенсивными горизонтальными градиентами более 50 гамм/км создает сложный переменный фон геомагнитного поля, затрудняющий выявление аномалий над подводными горами. Вместе с тем по данным, полученным впервые П. Фогтом и Н. Остенсо, коротковолновая часть магнитного спектра непосредственно связана

с подводными горами. Эти данные позднее были подтверждены результатами магнитной съемки над хр. Рейкьянес [160], а также съемками советских исследователей, выявившими в различных районах гребня северной части Срединно-Атлантического хребта ряд локальных аномалий интенсивностью 200—300 гамм, приуроченных к подводным горам. Локальные аномалии магнитного поля над тремя парами подводных гор вблизи основной зоны Срединно-Атлантического хребта установлены Б. Лонкаревичем в районе 45° с. ш. [139]. Интерпретация результатов магнитных съемок над подводными горами в районах срединно-океанических хребтов на основе моделирования прямой задачи показывает, что аномалия магнитного поля, как правило, связана с рельефом горы, а влияние вулканических корней невелико.

Таким образом, аномалии, обусловленные подводными горами в пределах срединно-океанических хребтов, в ряде случаев нарушают полосчатую структуру поля и проявляются в виде резких повышений амплитуды короткопериодных аномалий. Подводные горы распространены вдоль гребня и склонов хребта, а также в прилегающих котловинах, где предполагается развитие структуры хребта под осадочным чехлом.

Подводные горы на основе их магнитных характеристик могут быть разделены на две основные группы. К первой отнесены положительные формы рельефа, не создающие никакого эффекта в магнитном поле; число таких поднятий весьма ограничено. Подавляющее большинство подводных гор сопровождается тем или иным магнитным эффектом. Возрастная привязка подводных гор определяется в основном точностью определения аномалии в соответствии со шкалой Хейрцлера. Можно сказать, что возраст подводных гор не может превышать возраста самой древней из линейных аномалий, на которые наложены магнитные эффекты гор.

В то же время вопрос о степени синхронности образования горы и вмещающего участка океанической коры представляется сложным. В подавляющем большинстве случаев подводные горы, по-видимому, моложе, чем новообразованная в рифтовых зонах кора, а не одновозрастны с ней.

Провинция глубоководного ложа. Подводные горы провинции располагаются на обширных площадях глубоководных впадин и в ряде случаев образуют подводные хребты и вулканические острова. «Ураганное» их количество установлено в настоящее время в Тихом океане. Подводные горы в этом океане обычно вытянуты в виде цепочек (подводных вулканов) вдоль крупных разломов океанического дна, являющихся в этом случае «гороконтролирующими» структурами. К горам этого типа относятся Императорские подводные горы, подводные горы Пратт-Кэлкер, Безлунные подводные горы, вытянутые вдоль разлома Меррей, и многие другие. Наряду с этим отмечаются

районы хаотического, «ураганного», распределения подводных гор, как, например, в районе Каролинского архипелага (рис. 25).

Данные геолого-геофизического изучения позволяют предполагать, что развитие процессов вулканизма может идти в направлении преобразования цепочек отдельно стоящих подводных гор (Безлунные горы) в подводные вулканические хребты или вулканические острова (Гавайский вулканический хребет).

На океаническом дне часто могут быть встречены отдельные локальные поднятия, обычно представляющие собой щелочные вулканы. Морфологически эти подводные горы предстают в виде конусов или усеченных конусов с различной степенью эрозии. В центральной части Тихого океана установлено большое количество гайотов. Вершины отдельных гайотов погру-

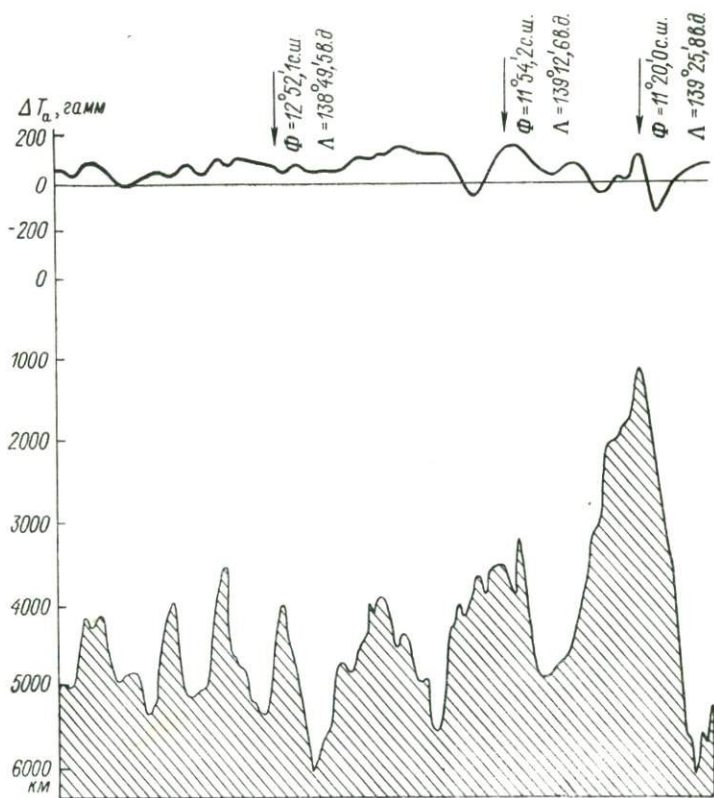


Рис. 25

Аномальное магнитное поле над подводными горами района Каролинского архипелага. По А. М. Гордоницкому и Э. М. Литвинову.

жены на глубину до 2 км от уровня моря. В последнее время гайоты обнаружены и в Атлантическом океане (например, подводная гора Метеор).

Мощность рыхлых отложений на вершинах подводных гор глубоководного ложа невелика, либо они вообще отсутствуют. Петрографическое изучение образцов указывает на то, что почти все подводные горы этого типа относятся к вулканам базальтового ряда: от толеитовых до щелочных. Намагниченность их $(4 \div 20) \cdot 10^{-3}$ СГС. Ввиду глубоководного характера образования в составе вулканических построек отсутствует пирокластический материал и конус вулкана обычно сложен высокомагнитными породами.

Гравитационное поле над подводными хребтами, отдельными подводными горами и вулканическими островами, как уже указывалось, позволило установить, что вулканические подводные хребты и острова в большинстве случаев отмечаются положительными аномалиями Буге (рис. 26).

Гравиметрические измерения, выполненные на кораблях над изолированными подводными вершинами, не обнаружили эффектов, которые могли бы быть вызваны вулканическими каналами. Вероятно, это связано со значительной глубиной залегания аномальных масс и с интегральным характером поля

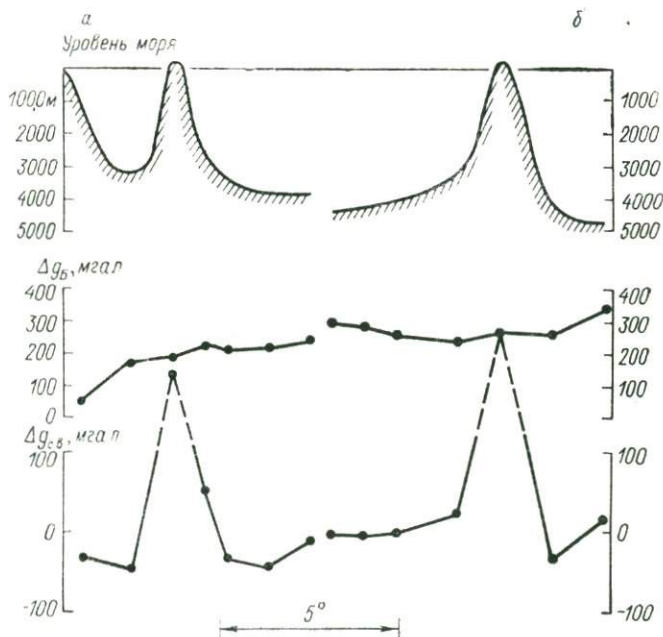


Рис. 26
Гравитационные аномалии над Канарскими (а) и о-вами Зеленого Мыса (б).

Морфологические провинции	Горомещающая морфоструктура	Характеристика		Петрографический состав
		Расположение	Форма	
Срединных хребтов	Срединно-океанический хребет	Вдоль гребня и поперечных разломов	Малозеродированные конусы	Толентовые базальты
Глубоководного ложа океана	Региональные разломы дна	Цепочки и группы вдоль линии разлома	Конусы, усеченные конусы, купола, гайоты	Базальты от толентовых до щелочных
Переходных зон	Островные дуги	Параллельные линии островной дуги	Конусы, усеченные конусы, купола с различной эрозией	Андезиты Туфы

силы тяжести, обусловленным рельефом дна и вулканическим каналом. Подводные горы, которые имеют куполовидную форму и вершины которых находятся на глубине в несколько километров, характеризуются аномалиями в свободном воздухе в несколько миллигал. Отдельные подводные горы с вершинами, расположенными на глубине нескольких километров, создают локальные аномалии в свободном воздухе с амплитудой в несколько десятков миллигал.

Обобщение данных аэро- и гидромагнитных съемок над подводными горами и вулканическими островами в различных районах Мирового океана показывает, что подводным горам глубоководного ложа обычно соответствуют отчетливые локальные аномалии магнитного поля с амплитудами до 600 гамм (подводные горы Метеор, Йер, Эрвинг, Мадейра в Атлантическом океане, подводные горы Джаспер, Маэр, Эрбен, Хок в Тихом океане и др.). Наряду с этим известны случаи, когда магнитная аномалия над подводной горой не устанавливается, что может быть вызвано обратной магнитной полярностью или недостатком магнитных масс в ее вулканических корнях. Исследование структуры аномального магнитного поля над подводными вулканами и вулканическими районами глубоководного ложа позволило установить, что наблюдаемая аномалия является суммарным эффектом рельефа горы и ее вулканического корня. При этом в ряде случаев основным магнитовозмущающим объектом является не сама гора, а ее вулканический канал, заполненный породами с более высокой намагниченностью. Так, например, для гавайского купола Мауна-Кеа

подводных гор

σ , г/см ³		J_n , 10^{-3} СГС		Гравитационные аномалии, мгал		Аномалии магнитного поля	
Гора	Корни	Гора	Корни	Буге	В свободном воздухе	Амплитуда, гамм	Основной источник аномалии
2,60	—	5,0—15,0	—	Нет	До +50	До 1000	Гора
2,3—2,6	3,0—3,2	4,0—20,0	6,0—25,0	До +110	До +320	До 2500	Вулканический шток
2,47	}	0,3—1,5	—	До —60	До 100	До 1000	Гора
1,77							

с амплитудой аномалии 950 гамм после введения поправки за рельеф аномалия становится близкой к дипольной с амплитудой 1600 гамм. Аномалия такой интенсивности может быть объяснена только наличием высоко намагниченного штока внутри вулканического конуса. Размеры аномалий магнитного поля для подводных гор глубоководного ложа определяются формой, размерами и степенью намагниченности вулканических корней и в большинстве случаев превышают диаметр основания вулканов, что делает возможным обнаружение гор этого типа с помощью магнитной съемки.

Отличие подводных и надводных вулканов глубоководного ложа от вулканов провинции срединных хребтов подтверждается данными геохимических исследований. Как показали результаты анализов базальтов с 30 вулканических островов, отношение изотопов стронция-87 и стронция-86 для них оказалось выше, чем для базальтов в районе срединно-океанических хребтов. Такое же различие устанавливается и по пропорциям изотопов свинца.

Переходные зоны. Анализ морфологии, геологического строения и структуры аномальных геофизических полей показывает, что для пассивных переходных зон атлантического типа подводные горы практически не отличаются от таковых глубоководного ложа. В качестве примера можно привести подводные горы на периферии Канарского архипелага и о. Мадейра.

Подводные горы провинции активных переходных зон тихоокеанского типа располагаются в области формирования островных дуг и желобов и генетически связаны с проявлениями

андезитового вулканизма. К ним относятся в первую очередь вулканы известного Тихоокеанского огненного пояса. Геолого-геофизическое изучение показывает, что андезитовые вулканы представляют собой конические постройки с различной степенью эрозии, сложенные в значительной степени пирокластическим материалом. Намагниченность андезитов не превышает $(0,8 \div 1,5) \cdot 10^{-3}$ СГС.

Итак, приведенные характеристики подводных гор глубоководного ложа океана, переходных зон срединно-океанических хребтов показывают, что существует возможность дифференциации локальных поднятий названных гор вмещающих провинций. Это положение нашло отражение в табл. 10.

АНАЛИЗ АНОМАЛЬНОГО МАГНИТНОГО ПОЛЯ

1

СПОСОБЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ АНОМАЛЬНОГО
МАГНИТНОГО ПОЛЯ

КРАТКИЙ ОБЗОР СПОСОБОВ ИНТЕРПРЕТАЦИИ

К настоящему времени накоплен обширный материал по изучению магнитного поля Мирового океана. Вполне естественно, что многие исследователи обращались к анализу распределения аномального магнитного поля над подводными горами в связи с его специфичностью в общей картине полосового магнитного поля океанов.

Какую же геологическую информацию можно получить, проанализировав аномальное магнитное поле? Оценка периода аномалии (спектрально-частотная характеристика) может дать представление о сечении основания магнитного тела (вулканической постройки). Сопоставление аномалий искомой и пересчитанных на разные уровни (от 1 до 10 км) позволяет оценить вклад в суммарное аномальное магнитное поле составляющих поля непосредственно от тела подводной горы и его корней.

Авторы предложили свою методику совместного статистического анализа посредством построения роз-диаграмм направлений изобат рельефа и изодинам магнитного поля [12]. Она позволяет с высокой степенью достоверности определять наличие или отсутствие мощной корневой системы подводной горы.

Подводные горы вулканического происхождения в силу устойчивой остаточной намагниченности слагающих их лав являются относительно достоверными указателями геомагнитного поля, существовавшего во время их образования. Совместный анализ магнитной аномалии и формы подводной горы может дать полную среднюю намагниченность слагающих вулканогенных пород, т. е. суммарный вектор индуцированной и остаточной намагниченности.

$$\bar{J} = \bar{J}_n + \kappa \bar{T},$$

где \bar{J}_n — остаточная намагниченность; $\kappa \bar{T}$ — индуцированная намагниченность; κ — магнитная восприимчивость.

Ж. Франшто и соавторы в сводной работе [113] по палеомагнитным свойствам тихоокеанских подводных гор указали на то, что остаточная намагниченность базальтов в основном определяется термоостаточным ее характером и значительно

превышает индуцированную. Фактор Q имеет величину от 5 до 57, со средним значением 35. Этот факт с уверенностью указывает на преимущественно палеомагнитный характер магнитных свойств слагающих подводные горы пород. Поэтому определение вектора остаточной намагниченности базальтов подводных гор, по существу, может быть сведено к вычислению вектора полной намагниченности. Это в свою очередь дает возможность с достаточной степенью достоверности переходить к палеомагнитным построениям, а в дальнейшем и к историко-тектоническому анализу перемещений литосферных плит.

Указанный способ для палеомагнитных построений предпочтительнее, чем отбор образцов и измерение их остаточной намагниченности, ввиду того что получение ориентированных образцов с вершин подводных гор в настоящее время еще затруднено. К тому же значения направлений векторов намагниченности различных образцов для одного объекта обычно значительно разнятся из-за вторичных геологических факторов: выветривания, оползней, термического перемагничивания, тектонических деформаций. Вычисление точного среднестатистического направления J_n для такой сложной структуры, как подводная гора, может потребовать большого числа образцов, взятых как с поверхности, так и из внутренних частей горы. Другой причиной расхождения результатов, полученных этими двумя способами, является известная практика отбрасывания неустойчивых компонент остаточной намагниченности при лабораторных измерениях, тогда как анализ магнитной аномалии рассматривает источники в том виде, в каком они существуют в природе. Несомненно, что отбор образцов, определение их свойств и параметров, датировки по радиоактивному распаду, определения модуля вектора намагничивания, геохимического анализа и т. д. дают важную дополнительную информацию о внутреннем строении подводной горы.

Если же аномалия четко выражена и может быть точно смоделирована, то можно предположить, что значение намагниченности, используемое при расчетах или полученное расчетным путем, является надежным. Без сомнения, совместное применение способов нахождения остаточной намагниченности по образцам и по результатам анализа аномалий магнитного поля над подводной горой представляется оптимальным, позволит получить более достоверные данные и однозначнее их интерпретировать.

По исследованию океанических структур магнитометрическим способом опубликовано несколько работ. Вначале использовались простые модели. Так, Ф. Пресс и М. Юинг [164] рассчитали теоретические магнитные аномалии для типичных океанических структур. А. Лаутон, М. Хилл и Т. Аллан [137] проанализировали магнитную аномалию подводной горой к северу от о. Мадейра, построив модель в виде призмы и приняв

вектор намагниченности параллельным современному геомагнитному полю. Слабой стороной этих исследований является то, что в случае локальных форм рельефа, таких, как подводные горы, учет истинной формы тела играет очень важную роль.

К настоящему времени разработаны различные программы для ЭВМ, позволяющие вычислять магнитные аномалии для тел не только правильной геометрической, но и произвольной формы. Они отличаются друг от друга в основном методом интегрирования по поверхности или по объему. Эти программы позволяют рассчитывать магнитные аномалии для любого направления намагниченности, поэтому методом последовательного приближения может быть достигнуто наилучшее сближение вычисленного и измеренного полей и определено направление внутренней намагниченности объекта.

Перечислим некоторые программы, составленные в последние годы. У. Морган и Ф. Грант рассчитали гравитационные и магнитные аномалии для двумерных тел, аппроксимировав их поперечное сечение многогранником [154]. М. Тальвани и Дж. Хейрцлер рассекали тело по вертикали на двумерные многогранники, затем, суммировав точные выражения для них, получали суммарную магнитную аномалию [182]. П. Бхаттария в своих построениях пользовался приближенным аналитическим выражением для полного вектора напряженности магнитного поля, соответствующим прямоугольной призме с бесконечными вертикальными гранями [95]. В. Вакей рассекал тело на массив прямоугольных призм, аппроксимировав намагниченность торцевых поверхностей точечными массами в центре каждой призмы [190]. Б. Гросслинг определяет магнитный потенциал методом численного дифференцирования гравиметрического потенциала, вписывая в геологическую форму тела прямоугольные призмы и рассчитывая поле каждой призмы по четырем членам гармонического ряда потенциала [117].

Советскими исследователями также был составлен ряд программ для отечественных ЭВМ с целью вычисления компонент магнитного поля, обусловленного телами произвольной формы. Так, М. С. Зейгельман предложил в качестве базовой модели для программирования прямых задач магниторазведки наклонный уступ, причем для трехмерных тел уступ ограничивается по простиранию вертикальными плоскостями, для двумерных — имеет неограниченное распространение по простиранию [23]. Другие формы моделей, аппроксимирующих расчетные магнитные тела, привлекались широким кругом исследователей в основном в виде бесконечных пластов и пластин [4, 36, 39, 46]. Наиболее удачной, по нашему мнению, является программа «Рельеф-1», составленная А. А. Снежко и по смыслу аналогичная программе М. Тальвани [74].

Все программы, рассмотренные выше, в конечном счете основываются на аппроксимации намагниченного основания горы моделями в виде достаточно простых форм (конус, усеченный конус, призма) и подбора такой намагниченности моделей, при которой получалось бы наилучшее соответствие наблюдаемых и вычисленных полей. По вычисленной намагниченности можно предположительно установить петрографический состав слагающих горы базальтовых лав (щелочные, толеитовые, оливиновые, андезитовые базальтоиды).

Интересным и важным для изучения подводных гор явился метод палеомагнитных построений на основе вычисления остаточной намагниченности. Как указывалось ранее, фактор Q для океанических базальтов обычно больше 10, а полная намагниченность толеитовых и оливиновых базальтов носит преимущественно термоостаточный характер. Поэтому вычисленная намагниченность отображает достаточно достоверно палеомагнитный вектор намагничения, т. е. направление геомагнитного поля геологического времени формирования и остывания подводного вулкана.

Предложенный В. Д. Каминским и И. С. Симовским способ определения векторов намагничения группы аномалеобразующих тел по их совокупному магнитному полю оказался весьма эффективным [31]. Сущность его заключается в автоматической минимизации квадратов разностей вычисленного и измеренного полей при аппроксимации намагниченных тел вертикальными прямоугольными призмами. Подробно схема вычислений будет рассмотрена ниже. До этого, на наш взгляд, целесообразно проанализировать распределение аномального магнитного поля над конусами и цилиндрами.

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ АНОМАЛИИ МАГНИТНОГО ПОЛЯ НАД ЦИЛИНДРИЧЕСКИМИ И КОНИЧЕСКИМИ МОДЕЛЯМИ

По форме подводные горы вулканического происхождения могут аппроксимироваться усеченными коническими телами с образующей, меняющейся по экспоненциальному закону [173]. По-видимому, не будет большой ошибки в вычислении магнитного поля, если в качестве модели подводной горы будет взят конус (усеченный) с прямой образующей. По форме такие модели и реальные подводные горы различаются в основном в придонной части, что не очень заметно выражается в магнитном поле.

К интерпретации магнитных и гравитационных аномалий над подводными вулканами и вулканическими островами с помощью геологических моделей в виде конусов и цилиндров обращался ряд зарубежных исследователей [168—170, 172, 189]. Несмотря на простоту геометрической формы таких моделей, интерпретация аномалий оказывается достаточно сложной, так

как не существует конечных выражений для вычисления поля цилиндра и конуса. Имеющиеся палетки недостаточно точны, неудобны для использования, и область их применения весьма ограничена [1]. В связи с этим было необходимо предложить методику и вывести алгоритм, позволяющие точно и с минимальной затратой времени рассчитать аномальное гравитационное и магнитное поля над вертикальными круговыми конусами и цилиндрами, а следовательно, и над вертикальными телами вращения с произвольной образующей [72, 73].

Общие выражения в правосторонней декартовой системе координат (x, y, z) для аномалии Δg и вектора напряженности аномального магнитного поля \bar{T} на плоскости $z=0$ над однородно намагниченным телом, расположенным в полупространстве $z>0$, имеют вид

$$\bar{T} = \bar{J} |V|; \quad \Delta g = k \sigma V_z, \quad (1)$$

где $V_z = \partial V / \partial z$, $V = W / k \sigma$ (W — гравитационный потенциал); k — гравитационная постоянная; σ — избыточная плотность тела; \bar{J} — вектор суммарной намагниченности.

Отсюда матрица вторых производных

$$|V| = \begin{vmatrix} V_{xx} & V_{xy} & V_{xz} \\ V_{xy} & V_{yy} & V_{yz} \\ V_{xz} & V_{yz} & V_{zz} \end{vmatrix}.$$

Формула для вычисления V в любой точке полупространства $z>0$ над круговым конусом и цилиндром имеет вид

$$V(x, y, z) = \gamma \int_{h_2}^{h_1} \int_0^{cR} \int_0^{2\pi} \frac{\rho d\varphi d\rho d\zeta}{V(x - \rho \cos \varphi)^2 + (y - \rho \sin \varphi)^2 + (z - \zeta)^2}, \quad (2)$$

где h_1 — глубина нижнего основания цилиндра или основания конуса соответственно; h_2 — глубина верхнего основания цилиндра или вершины конуса; R — радиус основания; $c=1$ — для цилиндра; $c = (\zeta - h_2) / (h_1 - h_2)$ — для конуса.

Введем в формуле (2) относительные координаты $x^* = x/h_1$; $y^* = y/h_1$; $z^* = z/h_1$ и сделаем подстановку

$$\varphi = \pi(1 + f); \quad \rho = cR(1 + r)/2; \quad \zeta = (h_1 + h_2 + h_1 t - h_2 t)/2.$$

В результате получим уравнения для цилиндра

$$V(x^*, y^*, z^*) = \gamma \frac{\pi(h_1 - h_2)R^2}{4h_1} \int_{-1}^1 \int_{-1}^1 \int_{-1}^1 \frac{(1+r) d\varphi dr dt}{2\sqrt{R_1^2 + R_2^2 + R_3^2}}; \quad (3a)$$

для конуса

$$V(x^*, y^*, z^*) = \gamma \frac{\pi(h_1 - h_2)R^2}{4h_1} \int_{-1}^1 \int_{-1}^1 \int_{-1}^1 \frac{(1+t)(1+r) d\varphi dr dt}{8\sqrt{R_1^2 + R_2^2 + R_3^2}}, \quad (3б)$$

где

$$R_1 = x^* - \frac{R}{h_1} \cdot \frac{1+r}{2} \chi \cos [\pi (1+f)];$$

$$R_2 = y^* - \frac{R}{h_1} \cdot \frac{1+r}{2} \chi \sin [\pi (1+f)];$$

$$R_3 = z^* + \frac{(h_1 - h_2)(1-t)}{2h_1} - 1;$$

$\chi = 1$ — для цилиндра; $\chi = (1+t)/2$ — для конуса.

Для сокращения дальнейших выкладок введем обобщенные параметры: $a = R/h_1$, $b = (h_1 - h_2)/R$ и запишем выражения для интересующих нас производных V в точке (x^*, y^*) плоскости $z^* = 0$, дифференцируя уравнения (3а, б) под знаком интеграла:

$$\left. \begin{aligned} V_{z'h_1} &= \frac{\pi}{4} a |b| \int_{-1}^1 \int_{-1}^1 \int_{-1}^1 R_3 R_5 df dr dt; \\ V_{xx} &= \frac{\pi}{4} a |b| \int_{-1}^1 \int_{-1}^1 \int_{-1}^1 (R_1^2 R_4 - R_5) df dr dt; \\ V_{xy} &= \frac{\pi}{4} a |b| \int_{-1}^1 \int_{-1}^1 \int_{-1}^1 R_1 R_2 R_4 df dr dt; \\ V_{xz} &= \frac{\pi}{4} a |b| \int_{-1}^1 \int_{-1}^1 \int_{-1}^1 R_1 R_3 R_4 df dr dt; \\ V_{yz} &= \frac{\pi}{4} a |b| \int_{-1}^1 \int_{-1}^1 \int_{-1}^1 R_2 R_3 R_4 df dr dt, \end{aligned} \right\} (4)$$

где

$$R_3 = R_3(0) = \frac{ab(1-t)}{2} - 1;$$

$$R_4 = 3a^2 \frac{1+r}{2} \chi^2 (R_1^2 + R_2^2 + R_3^2);$$

$$R_5 = a^2 \frac{1+r}{2} \chi^2 (R_1^2 + R_2^2 + R_3^2).$$

Для вычисления интегралов формулы (4) воспользуемся квадратурной формулой Гаусса [3], причем отрезок интегрирования по переменной f разобьем на четыре равных промежутка монотонности тригонометрических функций, входящих в выражение для R_1 и R_2 . В результате получим окончательные рабочие алгоритмы для определения интересующих нас величин:

$$\left. \begin{aligned} V_{z/h_1} &\approx -L(R_{3m}R_{5m}); \\ V_{xx} &\approx L(R_{1m}R_{4m} - R_{5m}); \\ V_{xy} &\approx L(R_{1m}R_{2m}R_{4m}); \\ V_{xz} &\approx L(R_{1m}R_{3m}R_{4m}); \\ V_{yz} &\approx L(R_{2m}R_{3m}R_{4m}), \end{aligned} \right\} \quad (5)$$

где

$$\begin{aligned} R_{1m} &= x^* - a^{\mu_j} \chi(\mu_k) \cos \left[\frac{\pi}{2} (m-1 + \mu_i) \right]; \\ R_{2m} &= y^* - a^{\mu_j} \chi(\mu_k) \sin \left[\frac{\pi}{2} (m-1 + \mu_i) \right]; \\ R_{3m} &= 2 - \chi(2) - [1 + ab(\mu_k - 1)]; \\ R_{4m} &= 3a^2 \mu_j \chi(\mu_k)^2 (R_{1m}^2 + R_{2m}^2 + R_{3m}^2)^{-5/2}; \\ R_{5m} &= a^2 \mu_j \chi(\mu_k)^2 (R_{1m}^2 + R_{2m}^2 + R_{3m}^2)^{-3/2}; \end{aligned}$$

$\mu_j = (1 + q_j)/2$; $j = 1, \dots, N$; q_j — узлы интерполяционного полинома; $L(u)$ — оператор вида

$$\frac{\pi}{2} a |b| \sum_{k=1}^N \sum_{k=1}^N \sum_{k=1}^N \left(p_i p_j p_k \sum_{m=1}^4 u \right);$$

N — порядок интерполяционного полинома; p_1, p_2, \dots, p_n — коэффициенты интерполяционной формулы Гаусса.

С целью анализа морфологии аномального магнитного поля над подводными горами были рассчитаны графики распределения составляющих магнитного поля над моделями в виде конусов. Геометрические параметры модельных тел, а также их намагниченность изменялись в реальных границах по отношению к существующим подводным горам. На рис. 27 в плане показано распределение составляющих аномального магнитного поля ($X_a, Y_a, H_a, Z_a, \Delta T_a$) над конусом со следующими параметрами: отношение глубины вершины конуса к глубине его основания $h_{в.к}/h_{о.к} = 0,6$; угол при основании $\alpha = 15^\circ$. Наклонение вектора намагничения при расчетах составляло 0, 30, 60, 90°.

Представляется интересным оценить вклад в суммарное магнитное поле составляющих от самой вулканической постройки и подводных корней вулкана. На рис. 28 показана аномалия Z от конуса, осложненная аномалией от возмущающего тела в виде цилиндра с радиусом $r_{ц} = 1/3 r_{к}$. Относительная суммарная кривая близка к кривой для одного конуса, из чего можно заключить, что расположенный ближе к плоскости измерения конус экранирует влияние нижележащего цилиндра (корня вулкана).

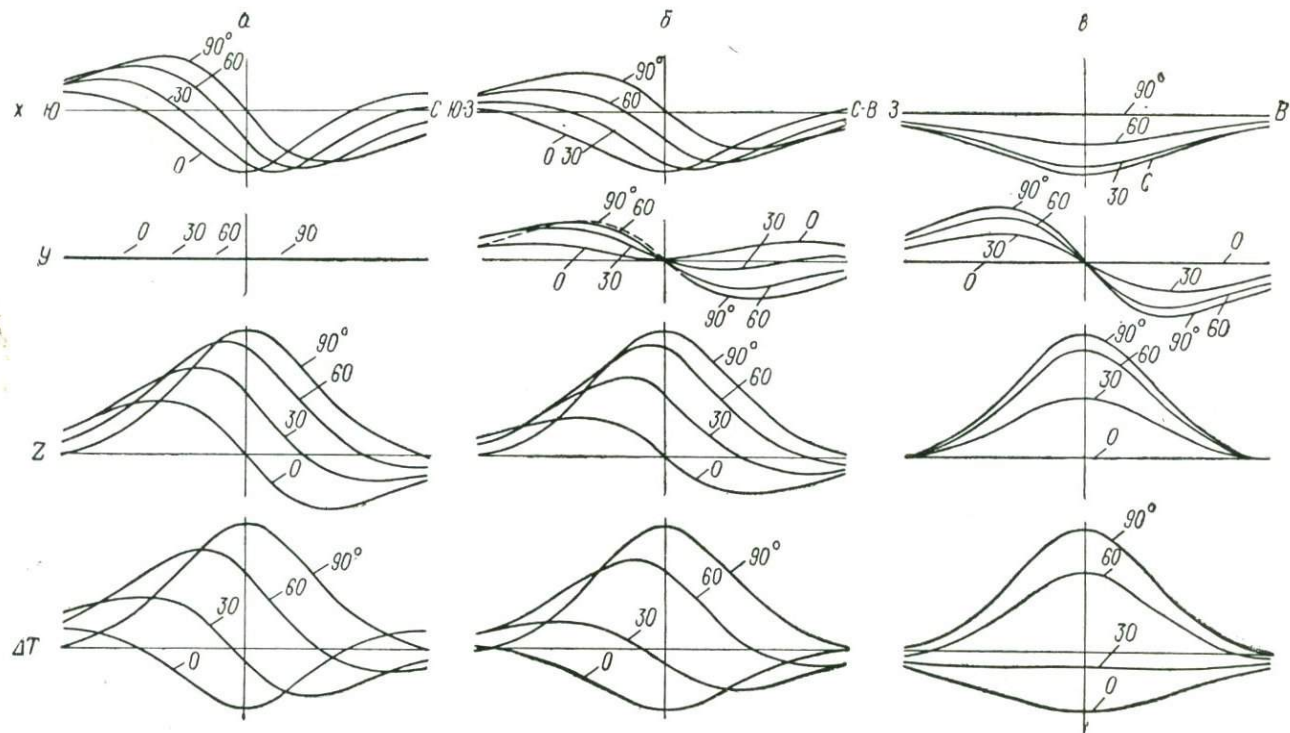


Рис. 27

Распределение составляющих магнитного поля над конусом при меридиональном (а), с азимутом 45° (б) и широтном (в) направлениях намагничивания по профилям.

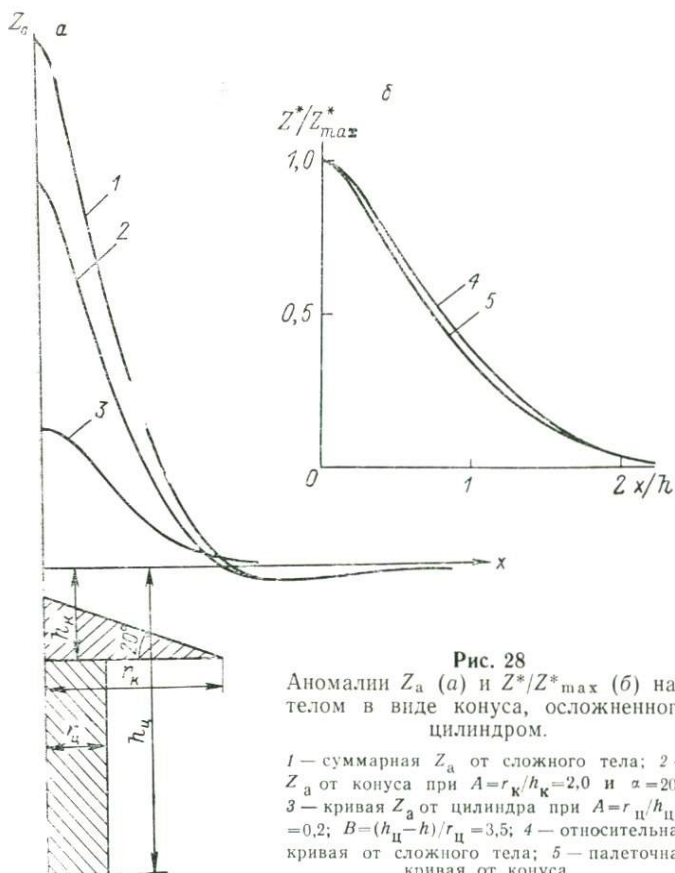


Рис. 28
Аномалии Z_a (а) и Z^*/Z^*_{max} (б) над телом в виде конуса, осложненного цилиндром.

1 — суммарная Z_a от сложного тела; 2 — Z_a от конуса при $A=r_k/h_k=2,0$ и $\alpha=20^\circ$; 3 — кривая Z_a от цилиндра при $A=r_{II}/h_{II}=-0,2$; $B=(h_{II}-h)/r_{II}=3,5$; 4 — относительная кривая от сложного тела; 5 — палеточная кривая от конуса.

В качестве примера возможности быстрой интерпретации магнитного поля над вулканическими образованиями посредством сопоставления с модельными коническими телами приведем результаты интерпретации данных аэромагнитной съемки над вулканом Кроноцкого на Камчатке, выполненной И. А. Прохоровой [67]. Вулкан представляет собой хорошо выраженную в рельефе коническую постройку, вершина которой возвышается над уровнем моря на 3,4 км (рис. 29). Горы представлены андезитовыми лавами. Вулканическая постройка выделяется изометрической аномалией с максимальной интенсивностью 1500 гамм, несколько смещенной к югу от вершины; с северной стороны наблюдаются отрицательные аномалии, достигающие у подножия 200 гамм. Магнитное наклонение для района Камчатки 67° .

Для получения составляющей Z по меридиональному профилю, где кривая ΔT_a обладает ярко выраженной асимметрией,

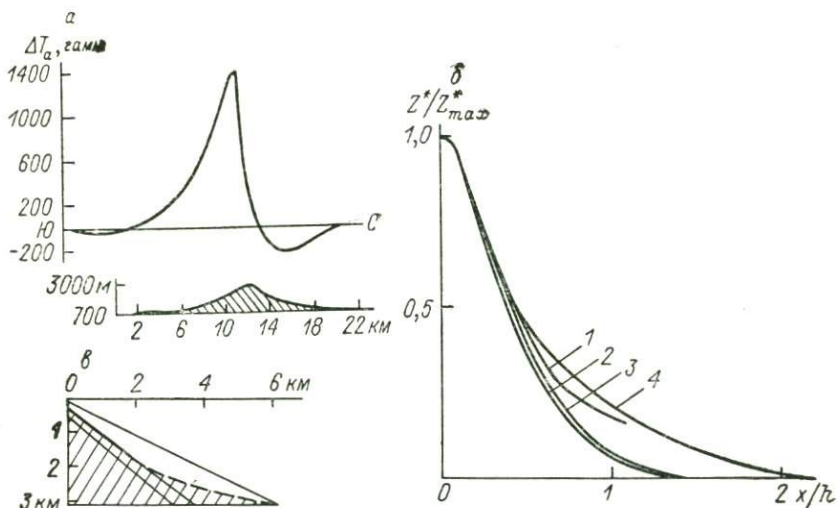


Рис. 29

Пример качественной интерпретации аномалии ΔT над вулканом Кроноцкого (Камчатка).

a — кривая ΔT_a и топографический профиль; b — кривые Z^*/Z^*_{\max} : 1 — над вулканом, 2 — над конусом при $A=1,2$ и $\alpha=35^\circ$, 3 — над конусом при $A=1,0$ и $\alpha=40^\circ$, 4 — над конусом при $A=2,0$ и $\alpha=25^\circ$; c — подбор сечения вулкана; h — высота вулкана по результатам интерпретации.

вычислены полусуммы значений ΔT_a для абсцисс, одинаково отстоящих от точки, в которой значение ΔT_a максимальное. С достаточной (для практики) точностью функция от деления этих полусумм на ΔT_{\max} будет совпадать с Z^*/Z^*_{\max} для углов I_0 , больших 45° . За единицу масштаба (по оси абсцисс) принято расстояние от уровня съемки до подножия горы, равное 3100 м. Относительная кривая Z^*/Z^*_{\max} частично совпадает с тремя палеточными кривыми, но выполаживается в нижней части. Построив сечения всех трех конусов в масштабе съемки (рис. 29, b), определили среднее значение высоты вулкана, равное 2,8 км от подножия, что только на 100 м отличается от истинного значения. За значение угла склона в верхней части горы можно принять значение угла образующей среднего из построенных конусов (35°), ближе к подножию горы угол склона выполаживается (штрих-пунктир на рис. 29, b). Такой профиль горы хорошо согласуется с топографическим. Вычисленная эффективная намагниченность вулкана Кроноцкого $4,4 \cdot 10^{-3}$ СГС.

Несомненный интерес для исследований подводных вулканов может представлять анализ распределения аномального магнитного поля над конусами в зависимости от угла при основании конуса и от высоты наблюдения. На рис. 30 показано распределение составляющей магнитного поля Z для верти-

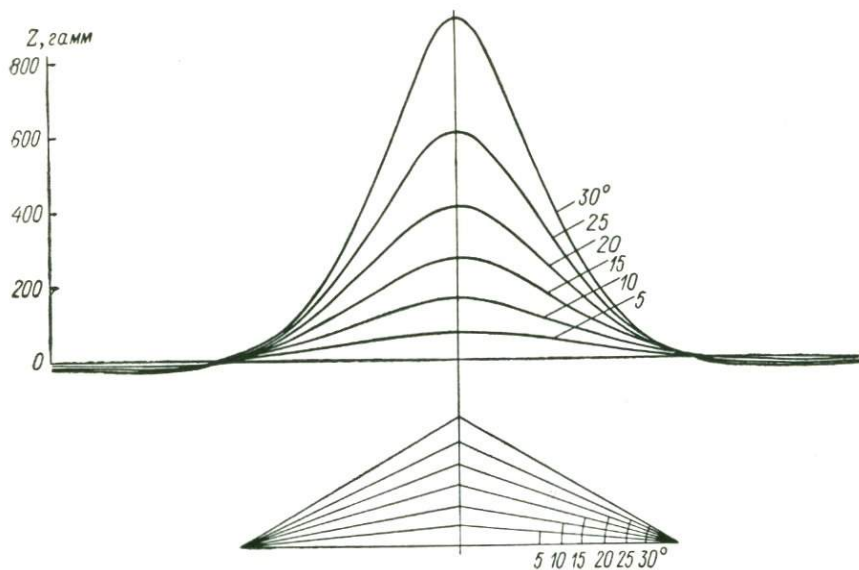


Рис. 30

Сопоставление составляющей магнитного поля для вертикально намагниченных конусов с различными углами при основаниях.

кально намагниченных конусов с углами при основании от 5° до 30° и намагниченности $J = 5,0 \cdot 10^{-3}$ СГС. Очевидно, что чем круче склон вулкана, тем больше амплитуда аномалии (возрастание, близкое к параболическому). Этот эффект отмечен и при исследовании реальных подводных вулканов: у молодых слабоэродированных вулканов амплитуда аномалии почти в 2—3 раза больше, чем у древних размытых и погребенных осадками.

Изменение вертикальной составляющей Z над конусом с увеличением высоты наблюдения показано на рис. 31. Очевидно, что глубина подошвы изучаемых вулканов является наиболее существенным геометрическим параметром, так как даже небольшое изменение высоты наблюдения значительно уменьшает амплитуду аномалии.

Интересно отметить, что при любых (в пределах реальных) изменениях геометрических параметров моделей (высота конуса, угол при основании, высота наблюдения) сечение аномалии остается почти неизменным. Амплитуда аномалии над подводной горой определяется в основном ее намагниченностью и глубиной подошвы горы. Осредненный диаметр локальных аномалий по нулевой изодинаме над вулканами в средних и высоких широтах не превышает диаметр основания самого вулкана более чем на 10—20%.

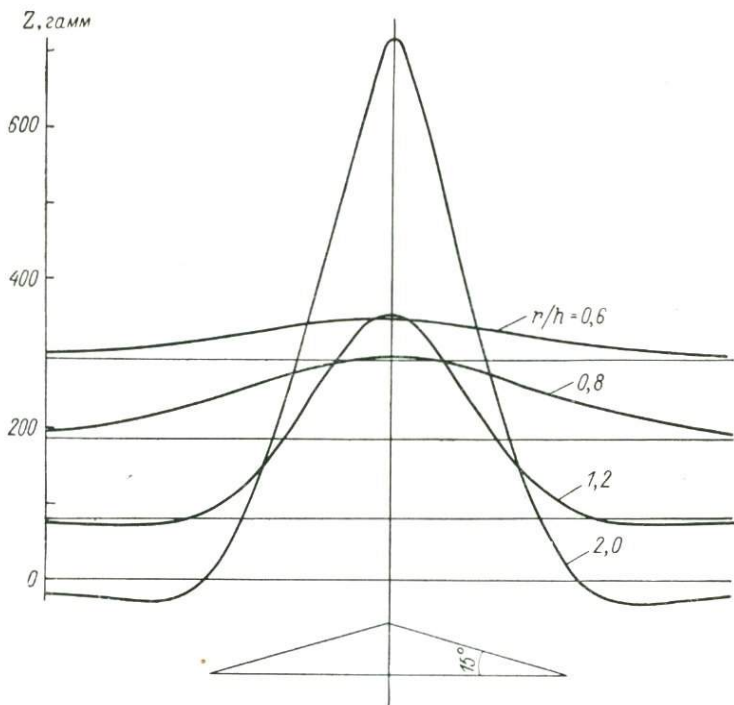


Рис. 31

Изменение вертикальной составляющей над конусом с увеличением высоты наблюдения.

МОДЕЛИРОВАНИЕ МАГНИТНОГО ПОЛЯ ПОДВОДНЫХ ГОР СЛОЖНОЙ ФОРМЫ

Итак, существует ряд программ для вычисления магнитного поля над телами сложной формы. Все они базируются на методах, в которых исходное тело разбивается на объекты простой геометрической формы, а затем суммируются поля, создаваемые ими. Отличие одной программы от другой, как было показано выше, состоит только в выборе аппроксимирующих тел.

В случае решения этой задачи для подводных гор с детальными батиметрическими данными весьма удобно разбивать исходное для расчетов тело на сумму параллелепипедов с вертикальными и горизонтальными гранями произвольных размеров (рис. 32) либо выделять массивные однородно намагниченные блоки, которые можно аппроксимировать одним параллелепипедом. Так происходит, например, при наличии у подводного вулкана однородно намагниченного жерла или корня, а также в других аналогичных случаях. При этом число парал-

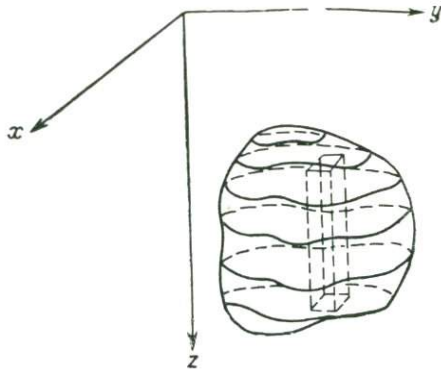


Рис. 32

Аппроксимация намагниченного тела прямоугольными параллелепипедами.

лелепипедов, на которые разбивается исходное тело, может быть сведено к минимуму без существенной потери точности. Предлагаемый метод и программы для расчетов изложены авторами в работах [31, 72].

Рассмотрим совокупность n объектов, создающих на плоскости $Z=0$ в правосторонней декартовой системе координат (x, y, z) аномальное магнитное поле. Относительно этих объектов известно, что каждый из них однороден и однородно намагничен (в случае вулканов, например, кальдера и коническая постройка).

Вектор напряженности магнитного поля \bar{T} , создаваемого k -м объектом в j -й точке на плоскости наблюдения, имеет вид

$$\bar{T}^{kj} = V^{kj} \bar{J}^k, \quad (6)$$

где V^{kj} — матрица вторых производных гравитационного потенциала с точностью до постоянного коэффициента

$$V^{kj} = \begin{vmatrix} V_{xx}^{kj} & V_{xy}^{kj} & V_{xz}^{kj} \\ V_{xy}^{kj} & V_{yy}^{kj} & V_{yz}^{kj} \\ V_{xz}^{kj} & V_{yz}^{kj} & V_{zz}^{kj} \end{vmatrix}; \quad (7)$$

\bar{J}^k — вектор намагничения k -го объекта.

Проекция ΔT_a^{kj} вектора \bar{T}^{kj} на направление вектора нормального магнитного поля \bar{T}_0 может быть определена из скалярного произведения

$$\Delta T_a^{kj} = (1/\bar{T}_0) (\bar{T}^{kj} \bar{T}_0). \quad (8)$$

Обозначив угол склонения вектора \bar{T}_0 в используемой системе координат через \bar{D}_0 (положительное направление отсчета

угла склонения — против часовой стрелки от оси x к оси y), а угол наклона — через i_0 , из формул (6) и (8) получим

$$\Delta T_a^{kj} = J^k V^{kj} \begin{vmatrix} \cos i_0 \cos D_0 \\ \cos i_0 \sin D_0 \\ \sin i_0 \end{vmatrix}, \quad (9)$$

где $J^k = | J_x^k J_y^k J_z^k |$.

Для составления матриц V^{kj} необходимо в каждой точке с координатами $(a, b, 0)$ на плоскости наблюдения определить (с точностью до постоянного коэффициента) вторые производные гравитационного потенциала, обусловливаемого каждым из n аномалеобразующих объектов. Эти производные имеют вид

$$\left. \begin{aligned} V_{11}^{kj} = V_{xx}^{kj} &= \iiint_{G_k} \frac{3(x-a)^2 - R^2}{R^5} dx dy dz; \\ V_{21}^{kj} = V_{12}^{kj} = V_{xy}^{kj} &= \iiint_{G_k} \frac{3(x-a)(y-b)}{R^5} dx dy dz; \\ V_{22}^{kj} = V_{yy}^{kj} &= \iiint_{G_k} \frac{3(y-b)^2 - R^2}{R^5} dx dy dz; \\ V_{31}^{kj} = V_{13}^{kj} = V_{xz}^{kj} &= \iiint_{G_k} \frac{3(x-a)z}{R^5} dx dy dz; \\ V_{32}^{kj} = V_{23}^{kj} = V_{yz}^{kj} &= \iiint_{G_k} \frac{3(y-b)z}{R^5} dx dy dz; \\ V_{33}^{kj} = V_{22}^{kj} &= -(V_{11}^{kj} + V_{22}^{kj}), \end{aligned} \right\} (10)$$

где $R^2 = (x-a)^2 + (y-a)^2 + z^2$, а интегрирование ведется по объему k -го объекта G_k .

Для вычисления интегралов (10) k -й аномалеобразующий объект аппроксимируется набором t_k прямоугольных параллелепипедов с ребрами, параллельными осям координат. В этом случае имеем

$$V_{ml}^{kj} = \sum_{i=1}^{t_k} V_{mli}, \quad (11)$$

где V_{mli} — вторые производные гравитационного потенциала i -го параллелепипеда; $m = 1, 2, 3$; $l = 1, 2, 3$.

Значение V_{mli} можно определить из выражений [75]:

$$\left. \begin{aligned} V_{22i}(a, b) &= \sum_{c,d,e=1}^2 (-1)^{c+d+e+1} \operatorname{arc} \operatorname{tg} \frac{x_{ci} z_{ei}}{y_{di} r_{cdei}}; \\ V_{33i}(a, b) &= - [V_{11i}(a, b) + V_{22i}(a, b)]; \\ V_{12i}(a, b) = V_{21i}(a, b) &= \sum_{c,d,e=1}^2 (-1)^{c+d+e} \ln(z_{ei} + r_{cdei}); \\ V_{13i}(a, b) = V_{31i}(a, b) &= \sum_{c,d,e=1}^2 (-1)^{c+d+e} \ln(y_{di} + r_{cdei}); \\ V_{23i}(a, b) = V_{32i}(a, b) &= \sum_{c,d,e=1}^2 (-1)^{c+d+e} \ln(x_{ci} + r_{cdei}); \end{aligned} \right\} (12)$$

где

$$\begin{aligned} x_{1i} &= x_i - h_{xi} - a; \quad x_{2i} = x_i + h_{xi} - a; \\ y_{1i} &= y_i - h_{yi} - b; \quad y_{2i} = y_i + h_{yi} - b; \\ z_{1i} &= z_{bi}, \quad z_{2i} = z_{hi}; \quad r_{cdei} = \sqrt{x_{ci}^2 + y_{di}^2 + z_{ei}^2}; \end{aligned}$$

(x_i, y_i, z_{bi}) и (x_i, y_i, z_{hi}) — координаты центров верхней и нижней грани i -го параллелепипеда; $2h_{xi}$ и $2h_{yi}$ — длины горизонтальных ребер.

Таким образом, для решения задачи должны быть подготовлены следующие исходные данные.

1. Таблица координат точек на плоскости наблюдения, в которых требуется получить значение магнитного поля.

2. Таблица значений длин полуребер параллелепипедов, на которые разбивается исходное тело.

3. Таблицы координат центров верхних и нижних граней параллелепипедов.

4. Таблицы компонент векторов намагничивания однородно намагниченных блоков.

5. Таблица номеров параллелепипедов, аппроксимирующих каждый из однородно намагниченных блоков.

6. Склонение и наклонение вектора нормального поля в выбранной системе координат (они для данной задачи условно приняты не зависящими от координат).

Если выбранная система координат не совпадает с географической, а повернута относительно ее на угол α вокруг оси z , то этот угол следует задать, тогда склонение и наклонение нормального поля можно задавать в географической системе координат.

Опыт применения программы «Состав-1», составленной по указанному выше алгоритму, показал, что весьма полезно при решении обратной задачи (рассматривается ниже) вначале

рассчитать магнитную аномалию над подводной горой исходя из предположения о чисто индуктивной намагниченности пород. Сравнительный анализ вычисленной и наблюдаемой аномалий позволяет сделать предварительные выводы о направлении и внутренней намагниченности горы, глубине основания, существовании высоко намагниченного корня, крупных тектонических нарушениях. Учет полученных предварительных характеристик геометрии исследуемого тела и его намагниченности позволяет точнее составить исходные данные для решения обратной задачи. Часто, в случае молодых слабозеродированных и покрытых малой толщей осадков вулканов, такого сравнительного анализа оказывается вполне достаточно для получения сведений об эффективной намагниченности, о петрофизических свойствах и составе слагающих вулканы пород.

**ВЫЧИСЛЕНИЕ СОСТАВЛЯЮЩИХ ВЕКТОРА
НАМАГНИЧЕНИЯ ПОРОД ПОДВОДНОЙ ГОРЫ
ПО ИЗМЕРЕННОМУ ПОЛЮ ΔT_a И РЕЛЬЕФУ.
НАХОЖДЕНИЕ ВИРТУАЛЬНЫХ ПОЛЮСОВ**

Задача определения составляющих векторов намагничения системы аномалеобразующих тел с известными геометрическими размерами и расположением в пространстве по их совокупному магнитному полю относится к классу обратных задач геофизики. Однако в отличие от обратных, связанных с определением геометрических параметров аномалеобразующих тел по магнитному полю, данная задача является корректной и допускает однозначное решение в связи с линейной зависимостью напряженности магнитного поля от вектора намагничения, как это следует из уравнения Пуассона [1]. Предположив, что погрешности наблюдения совокупного магнитного поля группы однородно намагниченных объектов распределены по нормальному закону, можно, применив метод наименьших квадратов, вычислить оценки математического ожидания компонент векторов намагничения, наилучшим образом соответствующих наблюдаемому аномальному магнитному полю ΔT_a , а также доверительные интервалы с заданной надежностью.

Рассмотрим совокупность объектов, создающих на некоторой плоскости наблюдения в правосторонней декартовой системе координат (x, y, z) суммарное аномальное магнитное поле. Если предположить, что каждый объект однороден и однородно намагничен, то для вектора напряженности магнитного поля, создаваемого k -м объектом в j -й точке на плоскости $z=0$, справедливо выражение (9). Перепишем его, условившись, что в дальнейшем под ΔT будем понимать проекцию вычисленного, а под ΔT_a — наблюдаемого магнитного поля на направление нормального поля Земли, в следующем виде:

$$\Delta T^{kj} = J^k S^{kj}, \quad (13)$$

где $J^k = |J_x^k J_y^k J_z^k|$, а S^{kj} — матрица, определяемая из выражения

$$S^{kj} = \begin{vmatrix} S_1^{kj} \\ S_2^{kj} \\ S_3^{kj} \end{vmatrix} = V^{kj} \begin{vmatrix} \cos i_0 \cos D_0 \\ \cos i_0 \sin D_0 \\ \sin i_0 \end{vmatrix}. \quad (14)$$

Проекция вектора напряженности суммарного магнитного поля, создаваемого в той же j -й точке на плоскости наблюдения всей совокупностью объектов, на направление нормального поля Земли равна

$$\Delta T^j = \sum_{k=1}^n \Delta T^{kj} = \sum_{k=1}^n I^k S^{kj}. \quad (15)$$

Составим из матриц-строк $|S^{kj}|'$, где штрих означает операцию транспонирования, матрицу S вида

$$S = \begin{vmatrix} S_1^{11} S_2^{11} S_3^{11} & \dots & S_1^{n1} S_2^{n1} S_3^{n1} \\ \dots & \dots & \dots \\ S_1^{1j} S_2^{1j} S_3^{1j} & \dots & S_1^{nj} S_2^{nj} S_3^{nj} \\ \dots & \dots & \dots \\ S_1^{1p} S_2^{1p} S_3^{1p} & \dots & S_1^{np} S_2^{np} S_3^{np} \end{vmatrix}. \quad (16)$$

а из матриц-столбцов $|J^k|'$ — матрицу J вида

$$J = \begin{vmatrix} |J^1|' \\ \dots \\ |J^n|' \end{vmatrix}. \quad (17)$$

Тогда на основании формулы (6) можно записать

$$\Delta T = SJ, \quad (18)$$

где ΔT — матрица-столбец, состоящая из элементов ΔT^j .

Таким образом, если известны коэффициенты формы аномалеобразующих объектов (матрица S), а также компоненты векторов намагничения каждого из объектов (матрица J), то проекция вектора суммарного аномального магнитного поля на направление нормального поля Земли в каждой точке j ($j=1, \dots, n$) на плоскости наблюдения ($z=0$) может быть найдена из выражения (18).

С другой стороны, если в тех же точках на плоскости наблюдения измерены значения проекций вектора напряженности аномального магнитного поля, то оценки компонент векторов намагничения можно определить, минимизируя по J квадрат нормы

$$F(J) = \|\Delta T_a - \Delta T\|^2, \quad (19)$$

где ΔT_a — матрица наблюдаемых значений магнитного поля.

Погрешности наблюдения предполагаются независимыми, несмещенными и имеющими нормальное распределение.

Процедура наименьших квадратов [42] дает для матрицы \tilde{J} оценок математического ожидания компонент векторов намагниченности выражение

$$\tilde{J} = CS' \Delta T_a \pm \gamma \sqrt{\frac{E'E}{p-3n}} Cq, \quad (20)$$

где $C = |S'S|^{-1}$ — матрица Cq составлена из квадратных корней из диагональных элементов матрицы C , а коэффициент γ определяется из таблицы распределения Стьюдента по заданной надежности q и числу степеней свободы $p - 3n$. При $q=0,95$ и $p \geq 3n + 20$ коэффициент $\gamma \approx 2$.

Для составления матрицы коэффициентов формы S необходимо в каждой точке j с координатами $(a, b, 0)$ на плоскости наблюдения определить (с точностью до постоянного коэффициента) вторые производные гравитационного потенциала, обусловливаемого каждым из n аномалеобразующих объектов. Эти производные определяются, как и для прямой задачи, из выражений (10, 12).

Программа решения задачи «Гора-01», написанная на алголе для транслятора ТА-1М, приведена в работе В. Д. Каминского и И. С. Симовского [31].

Для того чтобы использовать вычисленное значение вектора для определения виртуального полюса, необходимо связать его с направлением геомагнитного поля того интервала геологического времени, когда подводная гора приобрела термоостаточную намагниченность. Для простоты (вернее из-за отсутствия надежных данных) геомагнитное поле считается дипольным.

Широта Φ' (рис. 33) виртуального полюса определяется по формуле

$$\sin \Phi' = \sin \Phi \cos p + \cos \Phi \sin p \cos \delta_n, \quad (21)$$

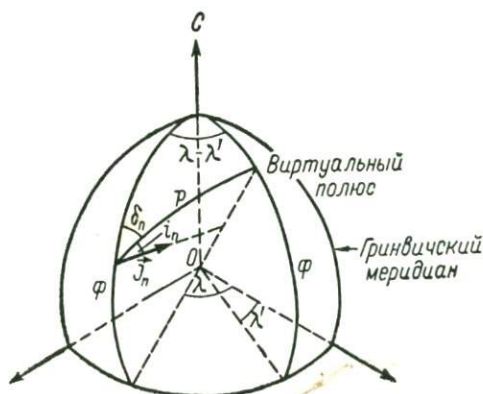


Рис. 33
Способ определения положения виртуального магнитного полюса.

а долгота Λ по формуле

$$\sin (\Lambda - \Lambda') = \sin p \sin \delta_n \cos \Phi', \quad (22)$$

где Φ и Λ — соответственно широта и долгота подводной горы; δ_n — склонение остаточной намагнитченности, p — угловое расстояние между подводной горой и виртуальным полюсом. В случае дипольного поля p определяется из уравнения: $\text{tg}^2 i_n = 2 \text{ctg} p$, где i_n — наклонение вектора остаточной намагнитченности.

2

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ АНОМАЛЬНОГО МАГНИТНОГО ПОЛЯ НАД ПОДВОДНЫМИ ГОРАМИ

СЕВЕРНАЯ АТЛАНТИКА

Одним из наиболее изученных в Северной Атлантике является район развития подводных гор Новая Англия, который рассматривался многими советскими и зарубежными авторами. Эта провинция подводных гор протягивается в виде узкой полосы восток-юго-восточного простирания от шельфовой области Северной Америки у зал. Мэн (см. рис. 2). Полоса развития подводных гор проходит по абиссальной равнине Сом и захватывает Бермудское и Угловое поднятия. В зоне последнего простирание полосы резко меняется на восток-северо-восточное, и она уходит в сторону Азорского архипелага на Срединно-Атлантическом хребте (см. рис. 17).

Подводные горы Новая Англия контрастно поднимаются над абиссальной равниной Сом и северной частью равнины Хаттерас. Средняя их высота над дном около 2,5 км; склоны гор крутые, расчлененные, форма коническая. Морфология гор, вернее их оснований, несколько меняется в пределах Бермудского и Углового поднятий: отмечается относительно плавный переход от конической формы подводных гор к валобразной указанных поднятий, которые возвышаются над дном океана на несколько сотен метров. Общее число гор по данным различных батиметрических съемок достигает 60 [163, 179, 192, 195]. Как уже отмечалось, цепь гор протягивается на 820 км от континентального подножия (в районе банки Джорджес) до периферии срединно-океанического хребта. Ширина полосы колеблется от 70 (восточнее горы Нэшвилл) до 200 км (между поднятиями Сан-Пабло и Госкольд). Встречаются одно- и многовершинные горы (например, Нэшвилл, Маннинг, Аллегни и др.). Вершины гор имеют остроконечную и округленную форму.

Драгирование вершин гор показало, что они покрыты глыбовоководными кораллами, железо-марганцевыми конкрециями, глобигериновыми песком и илом, базальтовой галькой, облом-

ками изверженных, метаморфических и осадочных пород. Тот факт, что базальты преобладают, подтверждает предположение о вулканическом происхождении подводных гор. Вершины почти всех подводных гор перекрыты осадками, но мощность их незначительна.

По напряженности магнитного поля и морфологии Е. Г. Донец подразделяет поля над рассматриваемыми подводными горами на три группы. К первой отнесены горы, расположенные к северо-западу от подводной горы Ребот (Кельвин, Атлантис II, Маннинг, и др.) с амплитудой $\Delta T_a = 1000 \div 2000$ гамм; ко второй — горы к юго-востоку от подводной горы Ребот (Аллегни, Мишель, Герда, Нэшвилл, и др.) с амплитудой $\Delta T_a = 300 \div 900$ гамм. В третью группу включены отдельно расположенные подводные горы группы Мюир с напряженностью аномального поля около 1000 гамм. Горизонтальные градиенты ΔT_a колеблются от 360 (горы Ребот) до 20 гамм/км (гора Мишель-А). При этом наибольшие градиенты характерны для верхних частей склонов, а также для склонов, обращенных к зоне пониженного поля [21, 66]. Все горы нормально намагничены. Минимумы поля находятся с севера и северо-запада от максимумов ΔT_a . Максимумы аномалий смещены относительно вершин обычно на 160° (от 3 до 9 км).

Пересчеты поля в верхнее полупространство на высоту 12,5 км позволяют предположить значительную вертикальную мощность источников аномалий. Расчетные значения $J_{эф} (3,7 \div 11,5) \cdot 10^{-3}$ СГС. Наблюдается общее возрастание напряженности поля в северо-западном направлении.

Исследования по профилям, ориентированным вкосте простирания цепи гор Новая Англия, показали, что общая конфигурация графиков батиметрических и магнитометрических хорошо совпадает. Это дало основание считать, что аномальное магнитное поле в значительной мере обусловлено рельефом подводных гор. Зависимость между рельефом подводных гор и характером аномального магнитного поля анализировалась путем построения статистических роз-диаграмм в соответствии с методикой, разработанной А. М. Городничким и Э. М. Литвиновым [12]. Были обработаны 43 подводные горы, включая 65 вершин. При этом было установлено совпадение направлений простирания изолиний ΔT_a и изобат. Из указанного числа гор только в трех случаях отсутствовала четко прослеживаемая зависимость между данными характеристиками (рис. 34). В результате были выделены три преобладающих направления: 135° ; $35-40^\circ$; $85-105^\circ$. По данному признаку горы Новая Англия дифференцированы на четыре группы. Проведенные исследования показали, что подводные горы Новая Англия и Бермудского поднятия расположены вдоль направлений основных зон разломов, по двум основным направлениям: 135° , которое контролирует заложение почти всех локальных подводных подня-

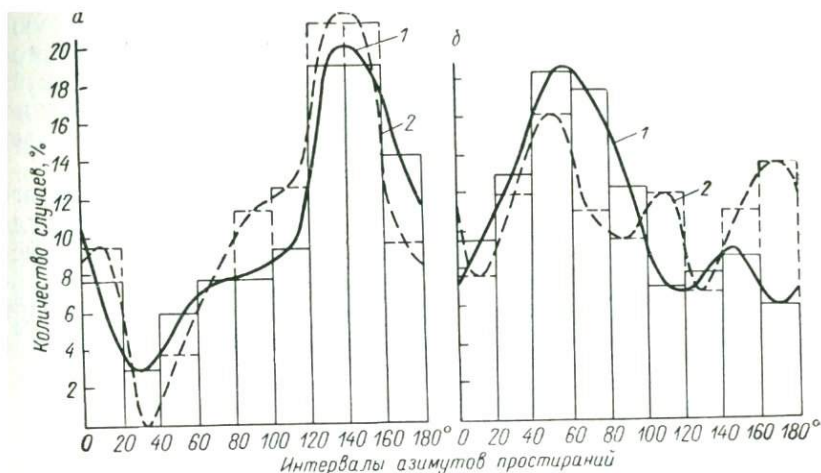


Рис. 34

Распределение интервалов азимутов простирааний изодинам ΔT_a (1) и изобат (2) подводных гор Бермудского (а) и Углового (б) поднятий. По Е. Г. Донцу.

тий, и $35-45^\circ$, что соответствует нарушениям, параллельным простираанию Срединно-Атлантического хребта.

К рассматриваемому району примыкают подводные горы, развитые несколько восточнее, в пределах Углового поднятия. К настоящему моменту здесь выделено 10 подводных гор с преобладающим северо-запад — юго-восточным простираением. Относительная высота гор колеблется от 2 до 4,5 км. Склоны их сильно расчленены, крутизна склонов варьирует от 1 до 13° .

Аномальное магнитное поле Углового поднятия носит в целом выдержанный изотропный характер. На этом фоне аномалии, соответствующие подводным горам, выделяются в виде четких сопряженных максимумов и минимумов магнитного поля с интенсивностью до 900—1500 гамм. Дифференцировать рассматриваемые горы по напряженности поля затруднительно. Некоторое ослабление ее отмечается над горами юго-восточной части района. Горизонтальные градиенты поля здесь относительно невелики и составляют от 200 до 20 гамм/км. Подводные горы здесь имеют вулканическое происхождение, и поэтому есть основание предполагать, что они в достаточной степени консервируют вектор остаточной намагниченности, которая, по видимому, по своей природе является преимущественно термоостаточной.

Анализ магнитных аномалий, проведенный Е. Г. Донцом, позволил определить эффективную остаточную намагниченность для большинства подводных гор. При расчетах использовались четко выраженные аномалии, достаточно точно воспроизводи-

мые в модели. Проведенные расчеты основывались на следующих допущениях: фиксируемые аномалии над подводными горами целиком обусловлены их современной морфологией; объекты намагничены однородно. Решение задачи вычисления компонент вектора намагничения осуществлялось с помощью ЭВМ по программе «Гора-01» [31].

Выполненные Е. Г. Донцом расчеты виртуальных геомагнитных полюсов для 40 подводных гор Новой Англии и Бермудского поднятия дали следующее среднее геометрическое значение координат: $\Phi = 65^\circ$ с. ш. и $\Lambda = 159^\circ$ з. д. (рис. 35). Это положение геомагнитного полюса дает основание считать возраст образования указанных подводных гор меловым (точнее позднемеловым) [195].

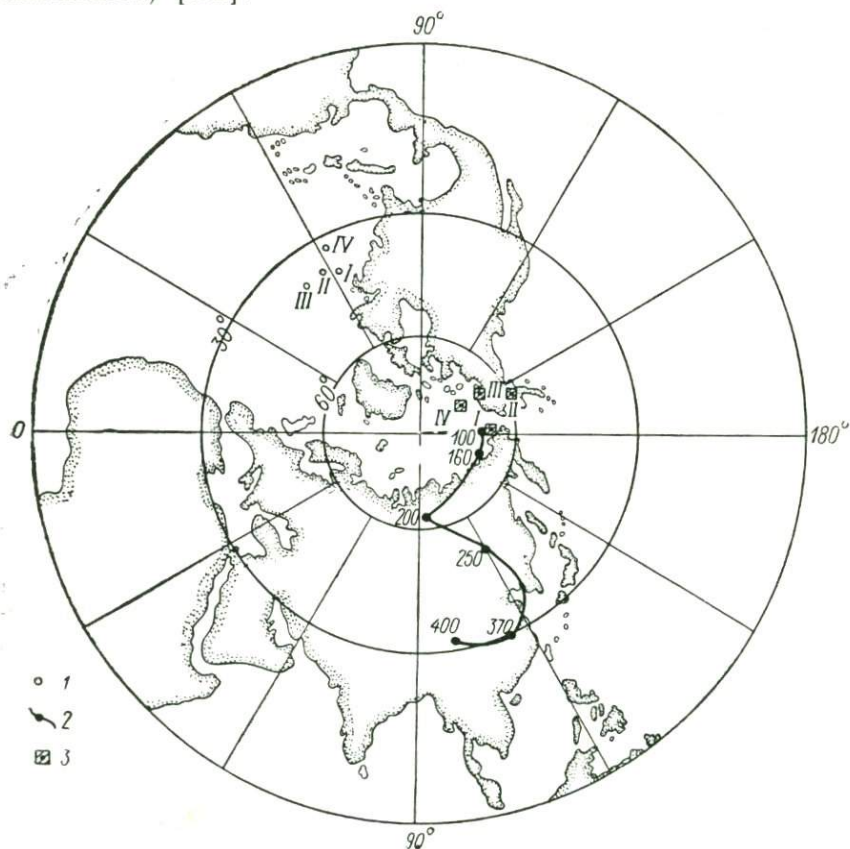


Рис. 35

Сопоставление положений виртуальных полюсов, вычисленных по аномалиям подводных гор, и палеомагнитных полюсов Северной Америки.

I — положение подводных гор: *I*—*II* — Новой Англии (*I* — северо-западная часть, *II* — юго-восточная часть), *III* — Углового поднятия, *IV* — Бермудского поднятия; 2 — перемещение палеомагнитных полюсов (цифры на кривой — миллионы лет); 3 — виртуальные полюсы.

Над северо-западной частью цепи подводных гор Новая Англия интенсивность магнитных аномалий возрастает до 1000 гамм и выше. Б. Гросслинг [117] предположил, что это явление может быть следствием образования гор в период преимущественно прямой полярности главного геомагнитного поля, т. е. в позднем мелу, между 70—120 млн. лет назад.

Относительно низкая интенсивность аномалий магнитного поля над юго-восточной частью цепи Новая Англия может быть объяснена изменением направления главного геомагнитного поля в период возникновения этой части горной системы. В итоге отдельные слои или части вулканических построек намагничивались в противоположных направлениях. Предположительно таким временем могли быть маастрихт — палеоцен (60—70 млн. лет).

В настоящее время рассматриваемый район Северной Атлантики нельзя признать достаточно изученным для проведения полной реконструкции этапов геологического развития. Однако некоторые соображения могут быть высказаны. На нескольких профилях установлены линейные аномалии, которые удалось отождествить с аномалиями 29—31 по шкале Хейрцлера. Время их образования 110—160 млн. лет. Этим временем, видимо, и можно датировать возраст океанической коры данного участка дна Северной Атлантики. Некоторые сведения по североамериканскому материковому обрамлению свидетельствуют в пользу того, что на раннем этапе развития региона уже существовал субширотный разлом, по которому позднее шло образование подводных гор Новая Англия.

В позднемеловое время (80—100 млн. лет) активизировались процессы вулканизма и раздвижения дна Атлантики, что и привело к развитию названной выше цепи подводных гор. При этом омоложение и дальнейшее развитие субширотного разлома здесь шло с запада на восток, соответственно и горы Новая Англия должны быть несколько древнее на западе и моложе на востоке. Данное положение весьма хорошо согласуется с детальным анализом вычисленных виртуальных полюсов.

Цепь гор Новая Англия геоморфологически разобщена к северо-западу и юго-востоку от подводной горы Ребот. Расчет геомагнитных полюсов для этих групп в отдельности показал, что хотя как те, так и другие горы образовались в мелу, есть основания считать северо-западные горы появившимися ранее юго-восточных.

Таким образом, геомагнитное изучение подводных гор Новой Англии позволяет предположить, что эта вулканическая система образовалась в результате развития наложенного вулканизма, контролируемого региональными разломами, из которых основной горовмещающей структурой является разлом северо-западного простирания.

По приведенной выше методике авторами было исследовано более 60 подводных гор Северной Атлантики. При вычислении вектора намагничивания гор, наилучшим образом соответствующего аномальному магнитному полю, было отмечено, что разностное (между измеренным и вычисленным) магнитное поле имеет однотипный изометричный характер. Наибольшие аномалии разностного поля приурочены к привершинной части подводных гор [29].

С целью исследования природы этого эффекта были выбраны подводные горы цепи Новой Англии: Маннинг, Аллегни, Фогель. Разностное магнитное поле над этими горами показано на рис. 36. Обращают на себя внимание изометричный характер изолиний над вершинами гор (линии сечений проведены через центры вершин подводных гор) и тот факт, что все разностные аномалии отрицательные. Эти факты показывают, что намагниченность привершинной части подводных гор выше, чем у всей массы подводных вулканов. Для достижения наилучшего совпадения измеренного и вычисленного полей необходимо подобрать реальное тело с такой намагниченностью, чтобы его магнитное поле соответствовало разностной аномалии с обратным знаком.

Предположив, что неоднородности в составе обусловлены эруптивными каналами подводных гор, за модель расчетных тел

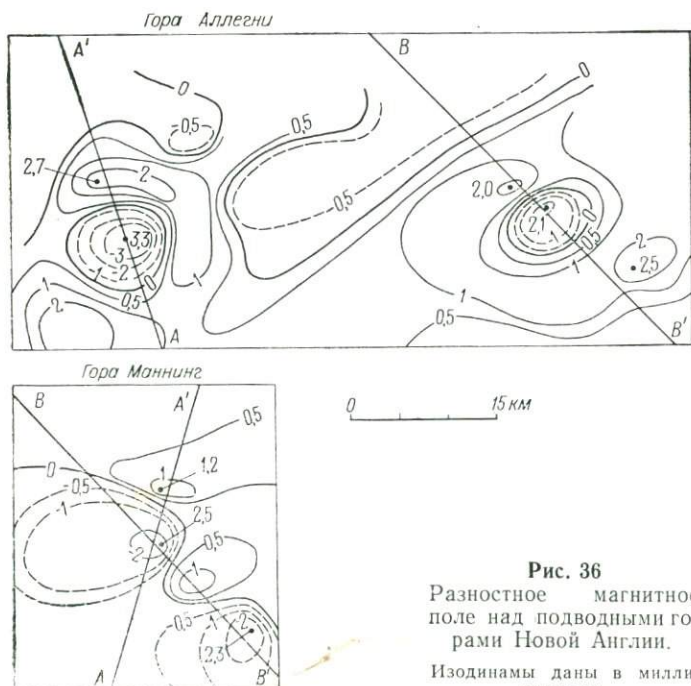


Рис. 36
Разностное магнитное поле над подводными горами Новой Англии. Изодинамы даны в миллиэрстедах.

возьмем бесконечное вертикальное цилиндрическое тело. В геологическом смысле это, конечно, неверно, но так как при длине цилиндра, в 5—6 раз превышающей его сечение, изменения поля достаточно малы, то при практических расчетах ими можно пренебречь. Результаты интерпретации представлены на рис. 37.

Подводная гора Аллегни представляет собой двухвершинное вулканическое сооружение, вершины у которого отстоят друг от друга на 42 км. Диаметр подобранной модели эруптивного канала для западной вершины 8, восточной — 7,5 км. Над подводной горой Фогель разностная аномалия имеет эллиптическую форму, и поэтому подбор модели подводящего канала производился по двум сечениям: по длинной оси эллипса 8, по короткой 6,0 км. Подводная гора Маннинг, как и гора Аллегни, — сложная многовершинная постройка, поэтому можно предположить существование нескольких подводящих магматических каналов. Сечение канала юго-западной вершины

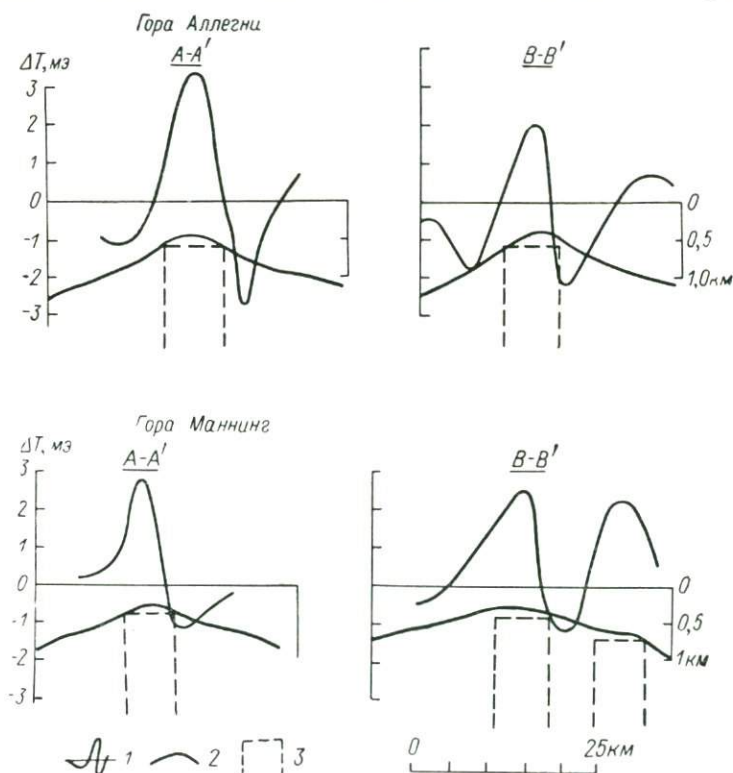


Рис. 37

Модели магматических каналов, отвечающих разностям магнитным полям (с изменением знака на обратный) над подводными горами Новой Англии.

1 — разностное поле ΔT_a ; 2 — рельеф вулкана; 3 — форма модельного цилиндрического тела. A-A' и B-B' — сечения, показанные на рис. 36.

6,5 км. Форма северо-восточной вершины сложнее. Подбор моделей для нее выполнялся по двум сечениям. Диаметр канала сечения $A-A'$ 6,5 км. Для сечения $B-B'$ имеются две аномалии разностного поля. Исходя из формы рельефа предполагается существование двух эруптивных каналов, диаметр которых составляет 7 км.

Вычисленная эффективная намагниченность для рассматриваемых моделей — $(2,0 \div 3,5) \cdot 10^{-3}$ СГС. Поскольку при расчетах намагниченности были получены значения $(4,0 \div 6,0) \cdot 10^{-3}$ СГС, можно считать, что намагниченность базальтовых тел эруптивных каналов выше намагниченности пород конической постройки и достигает $(6 \div 10) \cdot 10^{-3}$ СГС. Причина того, что слагающие коническую постройку подводного вулкана лавы менее магнитны, по нашему мнению, объясняется появлением в составе базальтов тела вулкана существенной доли пирокластического материала, серпентинизацией пород. Материал же эруптивных каналов остается почти в неизменном виде, породы хорошо раскристаллизованы и их намагниченность выше [29].

Приведенные выше примеры убедительно демонстрируют перспективность предложенной методики исследования магнетизма подводных гор как для определения их петрофизических свойств и палеомагнитных построений, так и для решения вопросов подводного вулканизма, его связей с формированием лика дна океана.

Гидромагнитные съемки и геологические работы, выполненные в 1963—1974 гг. в районе Азорского архипелага и примыкающих районов Северной Атлантики, позволяют считать, что подводные горы здесь сложены преимущественно молодыми вулканическими породами с преобладанием базальтов и трахибазальтов.

На рис. 38 показаны примеры сопоставления аномального магнитного поля с рельефом дна на юге рассматриваемого региона. Магнитное поле над подводными горами здесь характеризуется сложными знакопеременными аномалиями с интенсивностью первые сотни гамм. Такова, например, по данным А. М. Городницкого, Э. М. Литвинова и Н. Н. Трубяччинского, гора Ампер (см. рис. 22), которая находится примерно в 300 км западнее Гибралтара и входит в состав группы подводных гор Хосшу. К восточной вершине горы приурочена интенсивная положительная аномалия (амплитудой до 1000 гамм), которая у северного края вершины сменяется отрицательной (до 400 гамм). Над западной вершиной наблюдается обратная картина. Здесь фиксируется отрицательная аномалия (амплитудой до 700 гамм), которая у изобаты 1000 м сменяется положительной (до 400 гамм).

Подобный же характер, но со значительно меньшей интенсивностью аномального магнитного поля, имеет и подводная гора Горриндж, которая также входит в группу Хосшу.

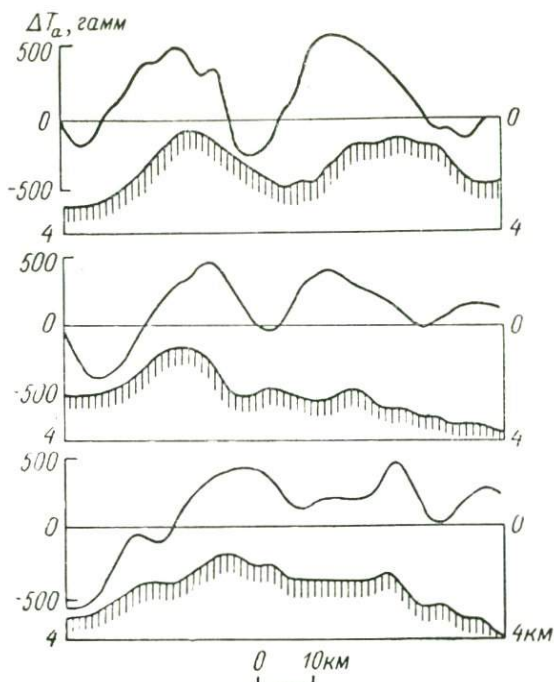


Рис. 38

Аномальное магнитное поле и рельеф дна в южной части Азорской группы подводных гор.

Направление профилей — широтное.

К югу от Азорских островов в группе подводных гор, условно называемой Круизер, нами были исследованы горы Йер и Эрвинг [48]. Магнитное поле над нами достаточно сложное. В частности, особенность поля гор Эрвинг состоит в том, что обширная зона отрицательной аномалии расположена в основном над ее пологим северо-западным склоном, а зона положительного поля простирается преимущественно над крутым южным склоном (см. рис. 20).

Сложное, но в основном положительное магнитное поле зарегистрировано в 1963 г. над горой Метеор. В противоположность этому над подводной горой Мадейра отмечается отрицательное магнитное поле. Резкое, пикообразное положительное магнитное поле встречено над горой Крузенштерн вблизи Канарского архипелага.

По методике, описанной выше [12], была проанализирована связь аномального магнитного поля с рельефом подводных гор Йер, Эрвинг, Ампер, Крузенштерн. С этой целью выполнялось построение роз-диаграмм преобладающих направлений для батиметрических карт и карт изодинам аномального магнитного

поля по отдельным подводным горам (рис. 39). В результате было установлено, что основные морфологические элементы дна в районе вышеупомянутых гор имеют два преобладающих направления: юго-запад — северо-восток и юго-восток — северо-запад. Первое соответствует общему простиранию Срединно-Атлантического хребта. Второе, по-видимому, связано с развитием положительных морфоструктур вдоль трансформных разломов, протягивающихся вкрест простирания океанической системы разрастания. Изучаемые подводные горы характеризуются значительной крутизной склона (градиент падения до 0,5—1,0) и резко выделяются на фоне абиссальной равнины. Минимальные отметки глубин над ними 150—180 м.

Сопоставление розы изодинам ΔT_a для подводной горы Йер свидетельствует о практическом соответствии преобладающих направлений изодинам ΔT_a и изобат (40—60, 115—120, 175°). Этот факт указывает на то, что характер аномального магнитного поля над горой определяется в основном ее современным рельефом. Вместе с тем на розе изодинам ΔT_a можно заметить и широтное направление, предположительно связанное с дизъюнктивной тектоникой. Сравнение розы направления изодинам ΔT_a и изобат для подводной горы Эрвинг дает более сложную картину. Здесь наряду с субширотным направлением изодинам ΔT_a , соответствующим основным направлениям изобат, отмечается направление изодинам 45°, не соответствующее рельефу. Вместе с тем одно из преобладающих направлений изобат (160°) в магнитном поле не отображается. Это указывает на сложный характер аномального магнитного поля над горой Эрвинг, что объясняется не только морфологией горы, но и особенностями ее глубинного геологического строения.

Сравнительный статистический анализ изодинам ΔT_a и изобат на участке подводной горы Ампер показал, что одно из двух преобладающих направлений изобат (20—50°) в магнитном поле не отражается. По характеру изодинам ΔT_a , азимут простирания которых 75 и 120°, можно судить о том, что расположение их, по-видимому, не связано с рельефом, а обусловлено тектоническими факторами.

Для горы Крузенштерн соответствия между преобладающими направлениями изобат и изодинам магнитного поля вообще не отмечается. Это позволяет предположить, что основная магнитная аномалия над горой создается не современным рельефом горы, а глубинным магнитным телом субширотного простирания. Таким образом, данные сравнительного статистического анализа указывают на сложное геологическое строение подводных гор Азоро-Гибралтарского региона и существенную роль глубинной тектоники в структуре аномального магнитного поля. Сопоставление полученных результатов с морфоструктурной схемой изучаемого района позволяет высказать предположение, что аномальный характер магнитного поля обусловлен

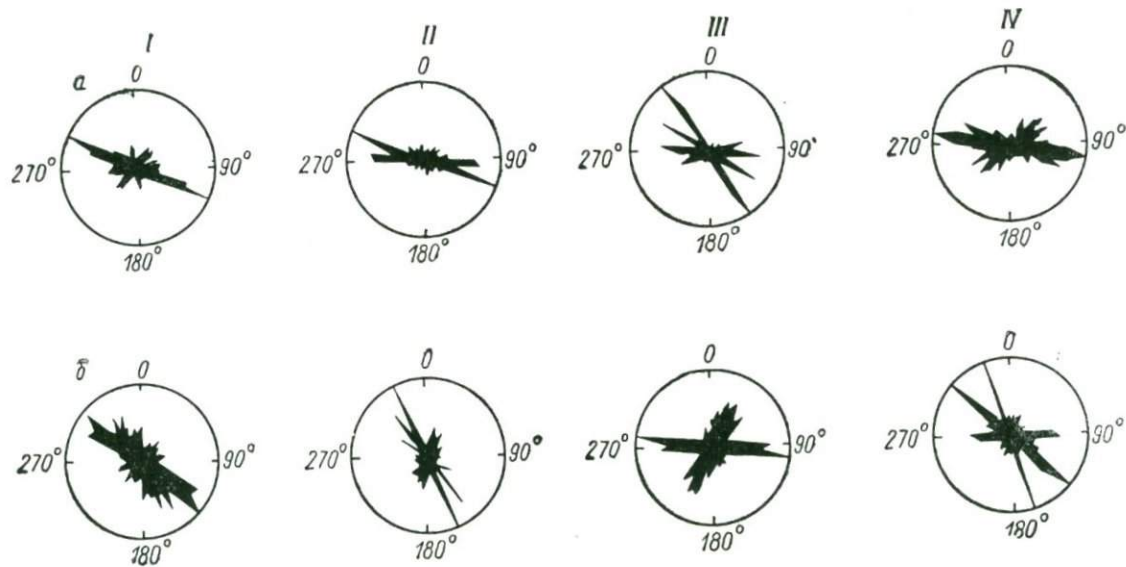


Рис. 39
 Розы направлений изобат (а) и изотерм ΔT_a (б) для подводных гор Пер (I), Эрвинг (II), Ампер (III) и Крузенштери (IV). По А. М. Городницкому и Э. М. Литвинову [12].

дизъюнктивными нарушениями, связанными с Гибралтарской системой субширотных разломов, с которыми, по-видимому, генетически связаны обследованные нами подводные вулканы.

Опыт применения статистического анализа результатов промера и площадной магнитной съемки над подводными горами Атлантического океана свидетельствует о том, что этот анализ может успешно использоваться для выявления связи между морфологией подводной горы и структурой аномального магнитного поля, а также для изучения глубинного геологического строения горы, ее генезиса и связи с региональной тектоникой. Возможность выявления крупных тектонических элементов путем статистического анализа магнитных и батиметрических карт по подводным горам делает весьма перспективным применение рассмотренной методики для изучения общих закономерностей строения и эволюции структур океанического дна.

Расчетная намагниченность пород, слагающих рассматриваемые подводные горы, колеблется в широких пределах: $(2 \div 8) \cdot 10^{-3}$ СГС и в среднем соответствует намагниченности, характерной для изверженных пород [8]. Ф. Келлер с соавторами указал, что для гор Атлантики магнитная восприимчивость равна $10 \cdot 10^{-3}$ СГС, что отвечает этой характеристике для базальтов [91, 127, 133 и др.].

Расчеты глубин залегания верхних кромок магнитоактивных объектов показали, что глубина залегания тел, создающих короткопериодные аномалии, не превышает первых сотен метров. Это позволяет судить о малой мощности осадочных отложений на вершинах гор. В отдельных случаях было установлено присутствие второго, более глубокого магнитоактивного горизонта (например, у подводной горы Ампер). Глубина залегания верхних кромок второго слоя оказалась 3—5 км. Это обстоятельство свидетельствует о достаточно сложном геологическом строении подводных вулканов, что, возможно, обусловлено многофазностью их вулканической деятельности. Разновременность поступления магматического материала и совершенно различная ориентировка вектора намагничения приводят к снижению общей интенсивности аномалии над горой. Возможно, этим объясняется относительно малая амплитуда магнитной аномалии над горой Горриндж. Однако считать эту подводную гору немагнитной нет оснований. По-видимому, магнитный эффект от горы Горриндж скомпенсирован намагниченностью и характером расположения отдельных ее блоков и вмещающих пород. Аналогичная ситуация, вероятно, имеет место и над подводной горой Галисия в Северной Атлантике, где на уровне поверхности океана в аномальном магнитном поле гора практически не отмечается. Горы Горриндж и Галисия могут иметь вулканическую природу.

Подводные горы Северной Атлантики в целом изучены еще крайне недостаточно. Сложная тектоника района, разновремен-

ность образования гор, многофазность вулканической деятельности — все это определяет сложный характер магнитного поля этого региона и должно стать объектом дальнейших исследований.

СЕВЕРНЫЙ ЛЕДОВИТЫЙ ОКЕАН

Подводные горы Северного Ледовитого океана менее изучены, чем подобные морфоструктуры Тихого и Атлантического океанов. Сравнительно лучше обследованы площади развития гор Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана. Акватории к востоку от хр. Ломоносова, несомненно, представляют большой интерес, однако степень охвата их геофизическими съемками сравнительно невелика.

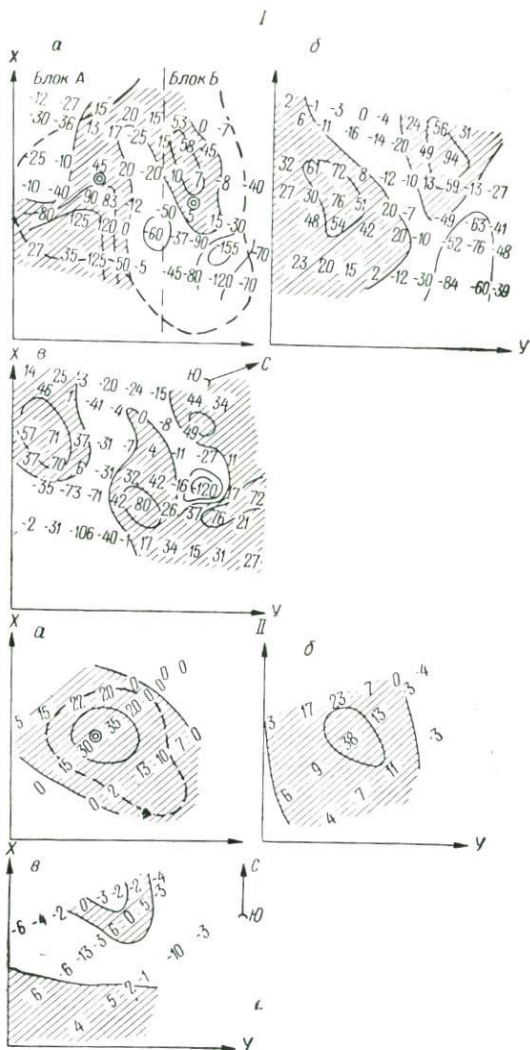
Магнитная характеристика и природа намагниченности подводных гор Евразийского бассейна были рассмотрены А. М. Карасиком [34]. Качественный анализ магнитного поля над подводными горами данного района показал, что по магнитным характеристикам подводные горы могут быть разделены на несколько групп.

Прежде всего следует остановиться на локальных поднятиях, не создающих магнитного эффекта. Всего в Евразийском бассейне установлено шесть таких подводных гор. Однако напомним, что отсутствие магнитной аномалии над горой еще не доказывает, что она сложена немагнитными породами. Подавляющее большинство подводных гор рассматриваемой акватории в достаточной степени проявляются в магнитном поле. В этом отношении наиболее четко фиксируются в магнитном поле те подводные горы, которые обуславливают возрастание интенсивности поля на фоне отрицательных его значений. Возможно, что к этому же типу поднятий следует отнести морфоструктуры, которые создают заметные локальные аномалии поля на фоне слабых положительных аномалий. Известно более десяти таких гор.

Некоторые подводные горы имеют отрицательную намагниченность. В случае, если они приурочены к отрицательным областям аномального магнитного поля, они усиливают отрицательные значения аномалий; если же горы оказываются в положительной области магнитного поля, то обуславливают локальный минимум.

Особую группу составляют горы со столь интенсивными положительными аномалиями, что они нарушают общую линейную структуру поля. По-видимому, эти горы моложе, чем магнитные объекты, которые создали полосовое линейное поле Евразийского бассейна.

Совместный анализ аномального магнитного поля и рельефа дна ряда подводных гор Евразийского бассейна проводился по программе «Гора-01». Были отобраны подводные горы с различным морфологическим строением и характером распреде-



ления магнитного поля над ними. Выбор определялся также качеством привлекаемого материала, прежде всего точностью совместной плановой привязки батиметрических, сейсмических и магнитных данных. Все исследуемые локальные объекты приурочены к южной части хр. Гаккеля.

В качестве примера рассмотрим некоторые из этих гор.

Гора 8-С представляет собой изометричное изолированное сооружение с двумя вершинами, отстоящими друг от друга на 15 км (рис. 40, I). Обе вершины возвышаются над уровнем океанического дна почти на 1500 м. Вершина А в плане изомет-

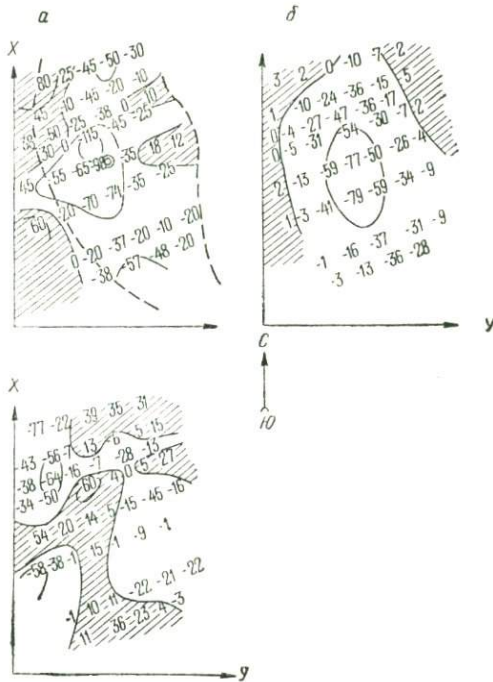


Рис. 40

Структура аномального магнитного поля над подводными горами 8-С (I), 9-С (II) и 10-С (III) Северного Ледовитого океана (расчеты выполнены по материалам А. М. Карасика) [28].

Магнитное поле: а — измеренное; б — вычисленное; в — разностное.

рична (диаметр основания около 20 км). Вершина Б на 50 км вытянута в субширотном направлении. Аппроксимация рельефа горы проводилась с учетом расстояния между изобатами. Значения магнитного поля брались по профилю аэромагнитной съемки через 1,5—2,0 км. Сопоставление наблюдаемого и вычисленного (дающего наилучшие совпадения) аномальных магнитных полей показало их хорошую в целом сходимость, за исключением юго-восточной части горы. Здесь, по-видимому, существенное влияние оказывает отрицательная магнитная аномалия, понижающая исходные значения аномального магнитного поля. Вычисленные значения векторов остаточного намагничивания для обеих вершин горы существенно различны как по модульному значению $|J_n|$ (для вершины А $1,75 \cdot 10^{-3}$, для вершины Б $4,65 \cdot 10^{-3}$ СГС), так и по направлению (для вершины А $i = 56^\circ 30'$, $\bar{D} = -4^\circ 00'$; для вершины Б $i = 47^\circ 20'$, $\bar{D} = 167^\circ 00'$).

Подводная гора 9-С — изолированное изометричное сооружение, имеющее в диаметре в среднем 20 км и возвышающееся над уровнем дна на 1,2 км (рис. 40, II). Аномалия магнитного поля над горой положительна, изометрична, имеет амплитуду 45 гамм. В результате расчетов получено весьма хорошее соответствие наблюдаемого и вычисленного полей (разница не превышает 13 гамм). Найденное значение вектора остаточного намагничивания равно $|J_n| = 0,81 \cdot 10^{-3}$ СГС, $i = 77^\circ 10'$, $\bar{D} = 73^\circ 50'$.

Подводная гора 10-С представляет собой вытянутое вдоль меридиана, симметричное относительно гребня сооружение, достигающее в ширину в центральной части 25 км (рис. 40, III). Аномальное магнитное поле над горой построено сложно, но все же преобладающей является отрицательная магнитная аномалия, имеющая амплитуду над вершиной горы —115 гамм. Вычисленная аномалия магнитного поля по морфологии в значительной степени упрощена и сглажена, хотя генеральное направление сохраняется. Сечение измеренной аномалии уже, по своей же амплитуде над вершиной горы она превышает вычисленную почти на 50 гамм. Для вектора остаточного намагничивания получены следующие значения: $|J_n| = 1,15 \cdot 10^{-3}$ СГС, $i = -57^\circ 15'$, $\bar{D} = -143^\circ 00'$.

Проведенный анализ аномального магнитного поля и рельефа дна позволяет сделать определенные выводы о геологическом строении подводных гор Евразийского бассейна. Как показывают представленные расчеты, средняя эффективная намагниченность гор Евразийского бассейна находится в пределах $(1,0 \div 4,5) \cdot 10^{-3}$ СГС, что ниже значений этого параметра по другим регионам Мирового океана. Например, для Атлантического океана известны значения намагниченности, равные $(5,0 \div 12,0) \cdot 10^{-3}$, а для Тихоокеанского бассейна $(4,0 \div 17,0) \cdot 10^{-3}$ СГС.

Установленное уменьшение периода вычисленной аномалии по сравнению с наблюдаемой (например, для горы 10-С) может быть объяснено, вероятно, тем, что плановое сечение магнитоактивного тела существенно уже, чем контуры подводной горы. Это явление, по-видимому, связано с накоплением осадочных слабомагнитных пирокластических отложений на склонах и ближайших подступах к вулкану. В тех случаях, когда такое «сокращение» вычисленной аномалии особенно резко и амплитуда аномалии превышает таковую в наблюдаемом поле, вероятно, имеет место выделение существенно более магнитного магматического канала вулканического сооружения.

Весьма интересная картина связи магнитного поля с характером эволюции подводной горы 10-С представлена на рис. 40, III. Здесь конфигурация самой горы и аномальное поле над ней могут свидетельствовать о поступлении магматического материала по трещинам. Согласно расположению

формы горы и изодинам линейного поля дает основание предполагать связь заложения данной вулканической трещины с процессом рифтообразования в бассейне. Общая синхронность образования коры и источников магнитной аномалии в целом весьма вероятна.

Как показал анализ аномального магнитного поля, гора 8-С имеет блоковое строение. Об этом свидетельствует, в частности, морфология горы (блоки А и Б). Специфика данного вулканического сооружения проявляется в том, что оно пересекает границу между двумя разными по знаку полосовыми аномалиями магнитного поля. Южный блок приурочен к положительной зоне поля, а северный — к отрицательной. Расчеты эффективной намагниченности для этих блоков дали существенно разные данные об их величине и направлениях. Сказанное свидетельствует о том, что образование этой подводной горы произошло не одноактно, а в несколько (не менее двух) этапов. Можно предполагать, что подобный характер формирования вулканических построек присущ и для других гор, приуроченных к срединным хребтам Мирового океана, однако этот вопрос еще требует глубокого изучения на конкретных объектах.

СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ СЕКТОР ТИХОГО ОКЕАНА

Как уже указывалось, на дне Тихого океана открыто огромное число подводных гор, при этом как возраст, так и генезис их существенно различны. Хотя количество подводных гор Тихого океана, изученных в геолого-геофизическом направлении, больше, чем в других океанах, их процент по отношению к общему количеству подводных гор Тихого океана крайне невелик.

В пределах западной периферической части океана в большом количестве имеют место подводные горы, связанные с островными дугами. Сами островные дуги — это часто поднятые над водой вулканические постройки. Большое число вулканов обычно встречается в тыловых зонах островных дуг в пределах гайководных котловин.

Помимо этих двух основных групп подводных гор в западной и северо-западной частях Тихого океана развито весьма большое количество локальных поднятий. По морфологии они часто напоминают поднятия, представленные в областях развития срединно-океанических хребтов, но отличаются от последних меньшей резкостью форм, большей хаотичностью расположения и менее четким выражением в аномальном магнитном поле (см. рис. 3).

Специфичным для Тихого океана является развитие подводных и надводных вулканов вдоль границы разновозрастной океанической коры. Эти поднятия образуют вытянутые горные цепи (например, Императорские горы) (рис. 41). Именно здесь имеет место наибольшая концентрация крупных гор, широко распространенных гайотов, несущих признаки погружений. На-

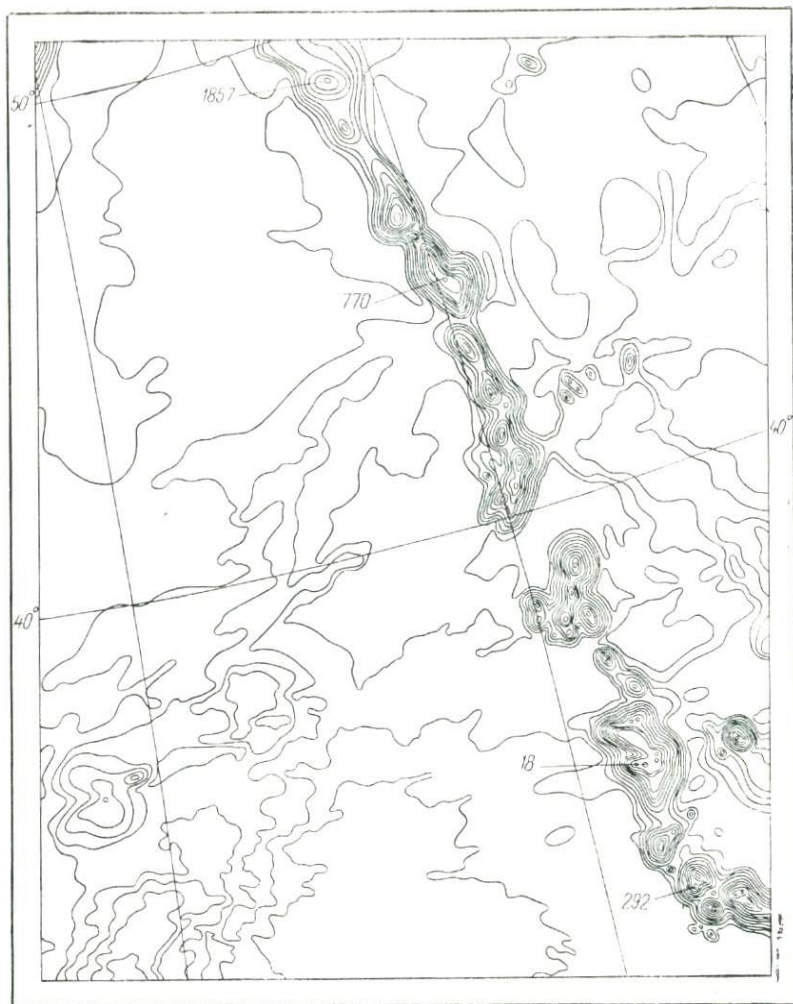


Рис. 41
 Императорские подводные горы.
 Цифры на карте — глубины, м.

ряду с опущенными вулканами в Тихом океане сравнительно много поднятых вулканических островов (например, Гавайский архипелаг). Результаты драгирования и бурения на ряде атоллов убедительно показали вулканическое происхождение подавляющей части подводных гор Тихого океана [125, 141, 180 и др.].

В настоящее время принципиальную значимость приобрели исследования переходных зон от материка к океану, содержа-

щих островные дуги и глубоководные желоба. Раскрытие природы основных структур этих тихоокеанских областей, по-видимому, определило бы правомочность той или иной глобальной концепции геологического развития Земли. В этом отношении изучение подводных гор, широко представленных в переходных зонах тихоокеанского типа, весьма актуально. Вулканизм переходных зон, как известно, характеризуется своеобразием как состава лав, так и морфологии вулканических аппаратов. Специфично и расположение подводных гор. Они тяготеют к трещинам отрыва, оперяющим основную систему разломов островных дуг [90].

В северной части Курильской переходной зоны советскими исследователями была выполнена аэромагнитная съемка. Интерпретация полученных материалов выполнялась по методике массовых количественных расчетов, предполагающих двумерную форму магнитных объектов. Эта методика, вполне обеспечивающая решение структурно-тектонических задач, не применима к изолированным изометрическим объектам. Поэтому мы попытались провести интерпретацию аномального магнитного поля над вулканами (как подводными, так и надводными), применив трехмерный вариант решения обратной задачи.

С этой целью нами исследовался вулкан Маканруши, выбранный из множества других ввиду того, что для него имеется детальная батиметрическая карта, а профиль аэромагнитной

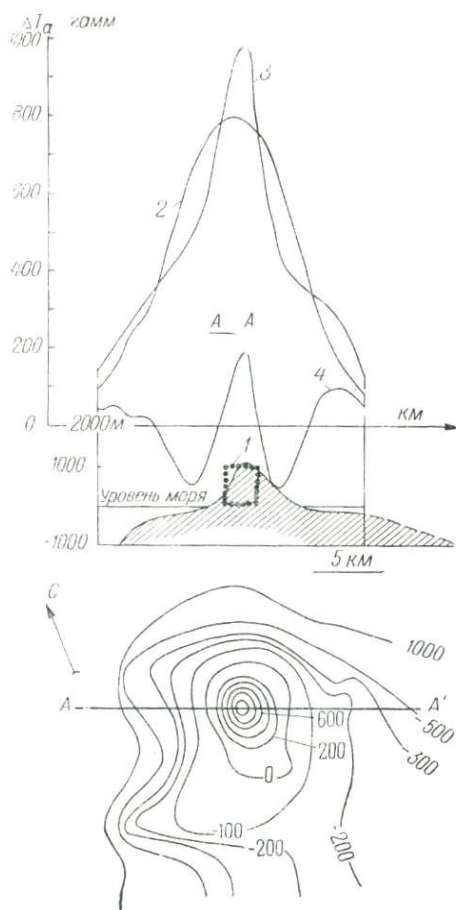


Рис. 42

Рельеф и аномальное магнитное поле вулкана Маканруши (высота полета 2000 м).

1 — намагниченное тело, определяющее разностную аномалию магнитного поля; 2—4 — магнитное поле (2 — измеренное, 3 — вычисленное, 4 — разностное).

съёмки проходит непосредственно над центром вершины вулкана (рис. 42) [30]. Основание вулкана находится на глубине 1,0—1,2 км и имеет диаметр около 22 км. Вершина вулкана возвышается над уровнем моря на 1169 м, имеет форму правильного усеченного конуса и крутые углы склонов (до 20—35°).

Совместный анализ магнитного поля и рельефа вулкана выполнялся по программе «Гора-01». Аппроксимация формы изучаемого объекта производилась вертикальными параллелепипедами с гранями на основании вулкана 2,5×2,5 км с уменьшением на вершине до 1×1 км. Значения аномального магнитного поля по профилю наблюдения брались через 0,5 км. Весь объем тела предполагался однородно намагниченным.

Вычисленный вектор остаточного намагничивания, дающий наилучшее совпадение модельного и измеренного полей, $J_n = 15,1 \cdot 10^{-3}$ СГС. Сопоставление вычисленной и наблюдаемой аномалий магнитного поля показывает, что первая в вершинной части значительно уже (с более коротким периодом) второй, а по амплитуде — на 150 гамм больше. Размах разностной (между ними) аномалии достигает 350 гамм, ее форма идеально симметрична. Анализ разностной аномалии показывает, что она соответствует параллелепипеду с вертикальной гранью около 1, горизонтальной 2,5 км, основание параллелепипеда покоится примерно на уровне моря. Эти данные позволяют предположить, что вершина вулкана слабо намагничена или немагнитна вообще, поскольку если из вычисленного поля исключить разностное, которое соответствует телу, практически отвечающему вершине (см. рис. 42), то и получится наблюдаемое магнитное поле.

Этот факт может быть объяснен, если принять следующие предположения. Обычным типом строения внутренней части Курильской дуги является лавовый базальтовый щит (основание вулканической цепи), на котором располагается конический существенно пирокластический стратовулкан. Появление в верхней части разреза существенного (до 90%) количества пирокластического материала приводит к снижению $J_{эф}$ до $(0,1 \div 0,2) \cdot 10^{-3}$ СГС. С другой стороны, для вулканов островных дуг характерно резкое увеличение кислотности слагающих их пород снизу вверх по разрезу (т. е. от основания к вершине вулкана): от базальтов в основании до андезито-дацитов — дацитов на вершине. Смена основных пород кислыми соответствует изменению остаточной намагниченности от $(5,0 \div 20,0) \cdot 10^{-6}$ до $(0,1 \div 1,5) \cdot 10^{-3}$ СГС.

Подобные расчеты и интерпретация результатов были выполнены для вулканов Анцифорова и Фусса. В целом предложенная методика представляется перспективной для изучения локальных поднятий переходных зон западнотихоокеанского типа.

ГЕОДИНАМИКА ПОДВОДНЫХ ГОР В СВЕТЕ СОВРЕМЕННЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ КОНЦЕПЦИЙ

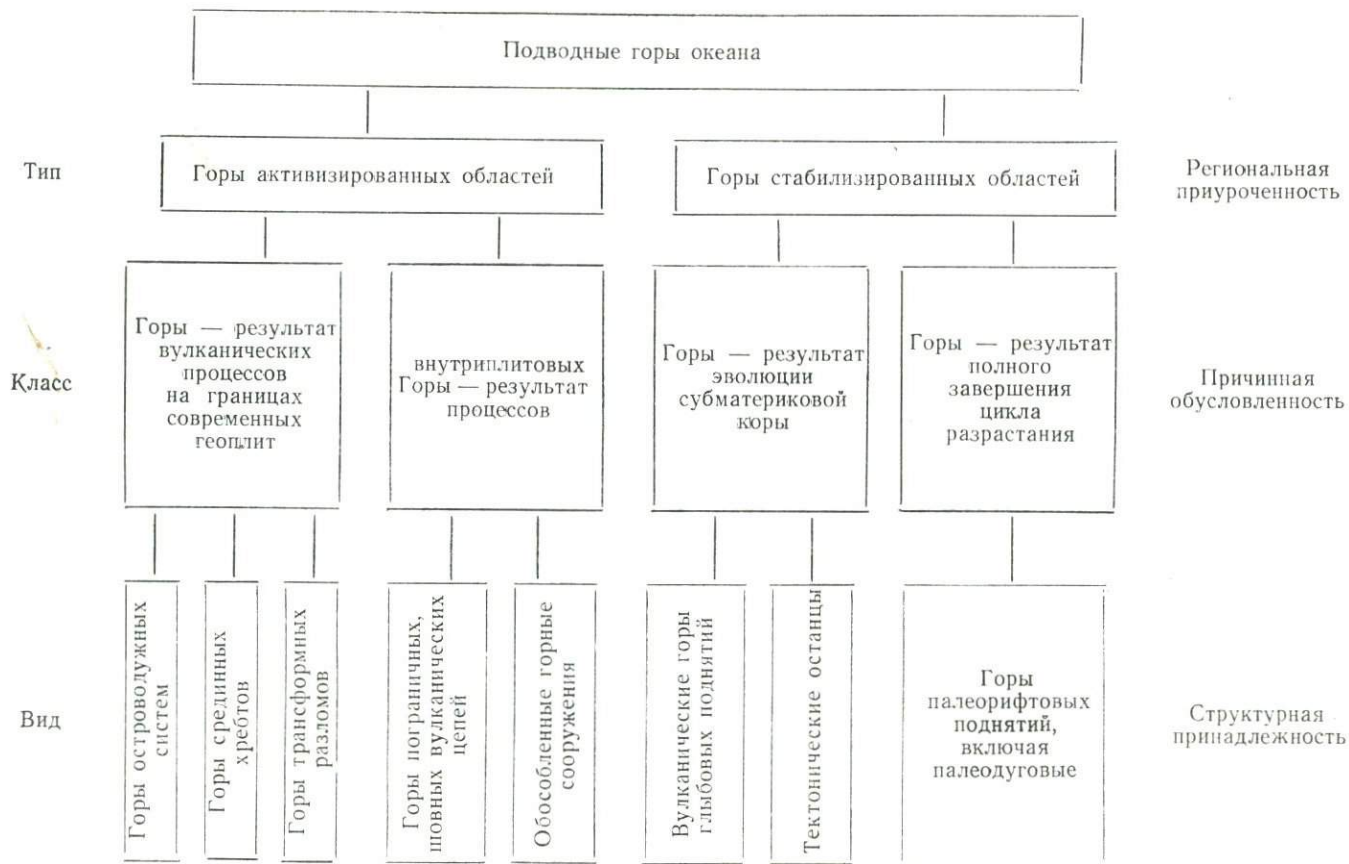
1

ПРЕДВАРИТЕЛЬНАЯ ТИПИЗАЦИЯ ПОДВОДНЫХ ГОР

Число подводных гор и характер их распределения на океаническом дне, о котором говорилось ранее, убедительно свидетельствуют, что эти локальные положительные морфоструктуры представляют собой один из важнейших элементов тектоники земной поверхности. Образование этих поднятий, по-видимому, отражает существенную категорию геологических явлений в недрах Земли, которая еще не нашла себе достаточного раскрытия в рамках современных геотектонических концепций.

В настоящее время накоплен материал, позволяющий считать, что подводные горы — следствие геологических явлений, сопровождающих основные геодинамические процессы, которые преобразуют лик океанического дна и приводят к образованию таких структур, как срединные хребты или островные дуги. Не исключено, что в тех случаях, когда энергоемкость этих глобальных процессов недостаточна для заложения основных структур, присущих рифтогенезу, локальная активизация внутримантийных сил находит выход в виде сопутствующих явлений, т. е. развития отдельно стоящих подводных гор, которые таким образом приобретают самостоятельную роль и приводят к возникновению изолированных гор или системы вулканических поднятий. Если это допущение соответствует действительности, то напрашивается вывод: образование рифтовых морфоструктур и многочисленных подводных гор — это две ветви (различающиеся между собой энергетическим уровнем) единого процесса активизации астеносферы, которая в свою очередь, вероятно, является следствием еще более глубинных (возможно, захватывающих ядро) преобразований вещества планеты. Отсюда понятно значение, которое придается решению проблемы выяснения места и роли генезиса подводных гор в общей эволюции океанической коры. Решение данной проблемы невозможно без дифференциации известных подводных гор по их геолого-геофизическим особенностям и их типизации.

Геодинамический анализ характера распространения подводных гор показал, что они могут быть разделены на типы и классы, что наглядно видно из приведенной схемы.



К этому типу гор отнесены вулканические поднятия, развитые в районах современного разрастания океанического дна. Сюда включены горы, возникшие одновременно с образованием «новой» океанической коры, т. е. коры позднемезозойско-кайнозойского возраста, или позднее него. Кроме того, в этот тип входят локальные поднятия, развитые в зоне между «старой» и «новой» корой, а также горы, находящиеся в пределах «старой» коры, если данный район как составная часть входит в район современного разрастания и (в соответствии с гипотезой тектоники плит) постепенно погружается по зонам Бенъофа в глубь верхней мантии. К этому типу принадлежат горы конечного звена цепочки структур разрастания, т. е. поднятия островодужных систем.

Горы — результат вулканических процессов на границах современных геоплит. Само название данного класса определяет, что в него включены подводные горы срединно-океанических хребтов (тыловые границы), островодужных систем (фронтальные границы) и трансформных разломов (боковые границы).

Подводные вулканы срединно-океанических хребтов связаны непосредственно с интродуцированием рифтовой зоны ультраосновной магмой. Эти вулканы характеризуются очень четкими конусообразными формами, практически не затронутыми эрозией. Средний диаметр основания гор не более 30 км. Петрографический анализ образцов, отобранных с вершин этих гор, показал их толеитовый и оливин-базальтовый состав.

Гравитационный эффект, обусловленный этими горами, незначителен. В редукции Буге присутствие гор практически не отмечается, что свидетельствует об их бескорневом строении. Однако над отдельными подводными горами установлены локальные положительные аномалии в свободном воздухе амплитудой 50 мгал и более.

Отсутствие корней гор подтверждается и магнитометрическими данными. Интерпретация аномалий над подводными горами (200, 300 гамм), выполненная на основе моделирования прямой задачи, показывает, что аномалии магнитного поля, как правило, связаны с рельефом горы, а влияние вулканических корней невелико. Магнитные аномалии подводных гор срединных хребтов нарушают строго упорядоченную линейность поля, свойственную этим структурам. Разнообразие нарушений обусловлено разновозрастностью подводных гор и основной структуры хребта. В зависимости от времени образования горы и ее намагничивания возникают аномалии, совпадающие или не совпадающие по знаку со знаком поля, приуроченного к данному участку хребта. Возраст гор срединных хребтов не может превышать возраста самой древней линейной аномалии, на которой образовался магнитный эффект гор. Возраст самой молодой

линейной аномалии, подвергшейся искажению за счет локальных аномалий гор, ограничивает другой возрастной диапазон образования всей системы подводных гор. Таким образом, возрастная привязка в целом определяется точностью установления возраста аномалии в соответствии с известной палеомагнитной шкалой Хейрцлера.

Особенности, присущие подводным горам срединных хребтов, в основном характерны и для гор трансформных разломов. Эти горы более структурно локализованы и предстают в виде цепочек, вытянутых вдоль указанных разломов (например, вдоль разлома Меррей в Тихом океане). Рыхлые отложения на их вершинах невелики по мощности или вообще отсутствуют [125]. Эти горы также представлены вулканами базальтового ряда. Морфология их часто является несколько более усложненной: образуется несколько вершин на одном вулканическом теле. По-видимому, это обусловлено многократными поступлениями магматического материала при омоложении трансформных разломов.

Подводные горы островодужных систем заметно отличаются от рассмотренных выше видов поднятий. Они генетически связаны с проявлениями андезитового вулканизма, а морфологически обычно представлены коническими постройками с различной степенью эрозии, сложенными в значительной степени пирокластическим материалом. В поле силы тяжести в редукции Буге они фиксируются локальными изометрическими аномалиями интенсивностью в среднем 10 мгал. В тех случаях, когда вулканы имеют жерла, заполненные до глубины 5 км и более пирокластическим материалом (пониженной плотности), над ними развиты отрицательные аномалии Буге амплитудой в среднем 50 мгал. В некоторых случаях районы таких гор характеризуются общим прогибанием земной коры, что проявляется в редукции Буге в виде региональных отрицательных аномалий. Встречаются вулканы и с каналами, заполненными плотным магматическим материалом основного состава, что соответственно отражается в поле силы тяжести.

Магнитное поле над горами данного вида предстает в виде четких, рельефных аномалий. Оно достаточно многообразно, что обусловлено различной природой магнитоактивных объектов. Подводные горы, развитые в тылу островных дуг, характеризуются интенсивными, до 400—500 гамм, изометрическими аномалиями с сечением от 2 до 10 км и с градиентом около 100 гамм/км на общем фоне пониженного магнитного поля. Непосредственно в зонах островных дуг подводные вулканы фиксируются резкими аномалиями 1500—2000 гамм, которые кулисообразно вытянуты в соответствии с общим простиранием гряды. Аэромагнитные данные в районе Курильской и Алеутской островных дуг указывают на то, что основными источниками аномалий являются сами вулканические постройки [6].

В целом подводные горы первого класса изучены лучше, чем горы других классов. Возможно, это обусловлено исключительно высокой сейсмичностью районов их сосредоточения, что, естественно, требовало скорейших геолого-геофизических исследований, которые интенсивно продолжаются и в настоящее время. Кроме того, гороконтролирующие структуры данного класса должны быть основным объектом изучения согласно гипотезе тектоники плит. Следует все же заметить относительно слабую изученность второго вида гор, т. е. генетически связанных с развитием трансформных разломов.

Горы — результат развития внутриплитовых геологических процессов. Подводные горы второго класса не связаны с границами литосферных плит, хотя их образование и развитие определяется общим ходом процесса разрастания океанического дна. Первый вид этого класса — горы пограничных структур (шовных) между «старой» и «новой» корой. Такие гороконтролирующие структуры, очевидно, являются следствием существенной перестройки системы рифтов на океанической литосфере после периода стабилизации (т. е. перерыва в разрастании). Такой период стабилизации океанической литосферы (как будет показано при рассмотрении четвертого класса гор) может привести к ее квазиконтинентизации (кратонизации), что прежде всего выражается в увеличении ее мощности. Процесс увеличения мощности литосферы развивается неодинаково по всей площади ее стабилизации. По-видимому, он включает накопление толщ осадков и их последующую метаморфизацию, а также увеличение толщины кристаллической части литосферы за счет «стабилизации», остывания верхней части астеносферы.

Заложение нового рифта в пределах стабилизированного участка океанической коры должно приводить к процессу, подобному заложению вулканических цепей островных дуг по контакту материковой и океанической коры. Только в данном случае специфика явлений обуславливается тем, что здесь контактируют два участка океанической коры: старой, более жесткой, стабилизированной, и новой, более пластичной. Можно сказать, что заложение таких структур, как Императорские подводные горы, есть вулканическая реакция «старой» океанической литосферы на образование новых рифтов.

Высказанные соображения более чем гипотетичны, предварительны и нуждаются в серьезной теоретической проработке, сопоставлении с имеющимися материалами. Однако в настоящее время другие предположения о природе такого рода структур (например, представления о наличии «горячих» точек) недостаточно обоснованны и поэтому не могут быть предпочтительными.

Специфика расположения пограничных, шовных гороконтролирующих структур определяет особенности состава лав подводных вулканов. Многочисленные анализы образцов базальтов

показали, что соотношения изотопов стронция-87 и стронция-86 выше, чем у базальтов подводных гор, например срединных хребтов. Существенные различия оказались в содержании изотопов свинца и других элементов. Характерные особенности подводных гор первого вида второго класса проявляются и в физических полях. В работах Э. Булларда, А. Малахова и других подробно рассматриваются данные поля. Не останавливаясь здесь на них подробно, отметим, что эти подводные горы характеризуются четкими положительными аномалиями поля силы тяжести, интерпретация которых привела к заключению о наличии корней у этих вулканических сооружений. Этот же факт устанавливается и по данным интерпретации магнитного поля. Как выяснилось, наблюдаемые над ними магнитные аномалии являются суммарным эффектом морфологии горы и ее вулканического корня. При этом в ряде случаев основным магнитовозмущающим объектом служит не сама гора, а именно вулканический корень, заполненный породами основного состава.

Второй вид подводных гор данного класса включает широко развитые на океаническом дне отдельно стоящие подводные горы. Их независимость от границ литосферных плит проявляется в еще большей мере, чем у гор первого вида. Особенно много их встречается на дне Тихого океана. Обычно они представлены щелочными вулканами, представляющими собой конусы или усеченные конусы. Гравиметрические измерения над ними не обнаружили эффектов, которые могли бы быть вызваны вулканическими каналами гор. Этому не противоречат магнитометрические данные. Возможно, что эти сведения не соответствуют всему многообразию подводных гор данного вида. Имеющихся геофизических материалов недостаточно для изучения тонкой структуры полей над этими объектами, а без этого вряд ли возможно понять первопричину их генезиса.

В целом такое массовое проявление вулканизма на отдельных участках океанического дна свидетельствует, с одной стороны, о повышении тектонопроницаемости литосферы этих районов и, с другой — об активизации здесь астеносферы. Не исключено, что возрастание тектонопроницаемости коры и всей литосферы является одним из этапов геологической эволюции океанического дна.

СТАБИЛИЗИРОВАННЫЕ ОБЛАСТИ

Второй тип подводных гор включает те локальные поднятия, которые развиты на участках океанического дна со слабым воздействием процессов кайнозойского разрастания (возможно, это связано с начальными этапами указанного воздействия) либо на участках с затухшим, завершенным процессом разрастания. Такие районы обычно характеризуются повышен-

ными мощностями земной коры и относительным нарастанием ее жесткости. Эти геологические условия определяют специфику образования гор и их эволюцию.

Горы — результат эволюции субматериковой коры. Природа структур с субматериковой корой, обнаруживаемых на океаническом дне, еще не раскрыта. В ряде случаев имеются свидетельства о том, что блок материковой литосферы отдрейфовал от континента в ходе разрастания океанического дна. Блок материковой литосферы, тем или иным путем оказавшийся окруженным океанической корой, по-видимому, подвержен переработке его коры и всей литосферы вплоть до нивелирования с окружающими областями океанического дна. Одним из путей преобразования материковой литосферы, вероятно, является гравитационное растекание; возможны и другие пути, ведущие к океанизации материковой литосферы. В частности, весьма вероятно переработка этой литосферы в результате активизации отдельных ее частей, захваченных процессом разрастания соседних районов, непосредственно примыкающих к микроконтиненту.

Результат проявления упомянутой активизации — образование вулканических подводных гор в пределах рассматриваемых субматериковых структур. Эти подводные горы и выделены в первый вид настоящего класса поднятий. Примером такого рода подводных гор могут быть вулканы хр. Ломоносова. Следует указать на малое количество подобных вулканов, что, видимо, связано с ограниченным характером рассматриваемого явления преобразования и активизации субматериковой коры.

Над другими субматериковыми структурами обычно развиты слабоаномальные длиннопериодные физические поля (магнитное и гравитационное). На этом фоне подводные вулканы четко проявляются в виде изометрических аномалий, повышенных по сравнению с фоном амплитуд. Изучение этого вида гор ни в коей мере нельзя считать законченным, скорее, исследования здесь еще находятся на стадии сбора материала и его систематизации. Однако важность раскрытия природы этих гор не вызывает сомнений. Возможно, что сам факт обнаружения вулканов в пределах субматериковой структуры (или на какой-то ее части) может свидетельствовать об ее резкой тектонической активизации и последующей океанизации литосферы.

Второй вид подводных гор данного класса поднятий включает в себя невулканические локальные постройки, природа которых, вероятно, также связана с развитием процессов разрастания океанического дна, но с иным характером их проявлений, чем у предыдущего вида. Во второй вид поднятий включены так называемые тектонические останцы, которые либо являются осылками крупного субматерикового блока литосферы, отторгнутыми в результате развития мощных зон нарушений трансформной природы, например зона Оуэн в западной

части Индийского океана, либо представляют собой остатки, не успевшие разрушиться в ходе переработки литосферы данного субматерикового блока. Форма этих невулканических построек — столбообразная и неправильная в плане в первом случае, цилиндрическая, куполообразная у вершины во втором. Физические поля над этими подводными горами соответствуют слабоаномальным полям, развитым на шельфах переходных зон пассивного типа.

Горы — результат полного завершения цикла разрастания океанического дна. Подводные горы, выделенные в данный класс поднятий, развиты на площадях тех районов океанического дна, где в настоящее время отсутствуют проявления процессов активного разрастания, но где кора и литосфера в целом образовались в предшествующий этап развития Мирового океана путем разрастания. Со временем перестройка в системе океанических рифтов и длительный период геодинамического покоя обусловили возникновение в данном регионе стабилизированных условий. Таким образом, подводные горы здесь обычно предстают в виде потухших вулканов, которые заложились и активно развивались на предшествующих стадиях геологической эволюции дна, а в настоящее время могут иногда активизироваться, в силу того что наследуют ослабленные зоны региона. Нарастание поля напряжений в регионе в результате сложных взаимодействий с соседними плитами может вызвать ответную реакцию скорее всего именно по ослабленным зонам района, что и приводит к некоторой активизации находящихся там вулканических построек.

Совершенно недостаточная изученность гор данного класса не позволяет подразделить их на отдельные виды. Однако, по-видимому, здесь могут встретиться подводные поднятия тех же видов, что и в первом классе первого типа, т. е. горы срединных хребтов, трансформных разломов и островных дуг или по крайней мере двух первых видов. Выделение этих видов подводных гор с помощью геофизических методов, вероятно, весьма сложно. В пределах таких палеорифтовых, субплатформенных регионов развиты сложные физические поля, а подводные горы характеризуются гравимагнитными аномалиями того же уровня, что и окружающий фон.

В целом подводные горы второго типа на океаническом дне распространены ограниченно. К настоящему моменту зафиксировано хотя и небольшое, но заметное количество поднятий первого класса. При этом преобладают горы первого вида. Количество подводных гор второго класса, по-видимому, крайне незначительно, что определяется прежде всего самим субплатформенным характером развития палеорифтовых областей.

Приведенная типизация подводных гор океанического дна показывает, что различные их классы и виды отражают все основные явления и процессы геологического развития лито-

сферы океана. Их изучение, по-видимому, позволит получить дополнительную, более детальную и генетически более точную, информацию к тем сведениям, которые дало нам исследование наиболее крупных геотектонических структур дна.

2

ГЕНЕЗИС И РАЗВИТИЕ ПОДВОДНЫХ ГОР В СВЕТЕ СОВРЕМЕННЫХ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ КОНЦЕПЦИЙ

В первой части раздела отмечалось, что подводные горы океанического дна отражают категорию явлений, сопровождающих развитие основных геодинамических процессов на Земле.

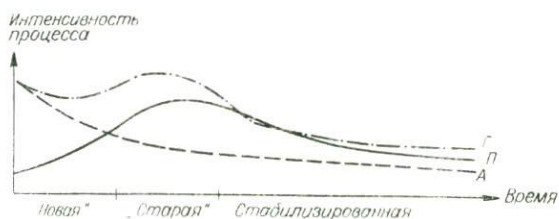
Представленная типизация подводных гор показывает, что их региональная приуроченность, причинная обусловленность и структурная принадлежность частично могут быть объяснены в рамках тектоники плит (см. табл. 9). С другой стороны, само геологическое строение подводных вулканов, связь их с верхними оболочками планеты, характер процессов, в них протекающих, дают возможность предполагать, что в итоге изучения подводных гор раскроется недостающая страница гипотезы новой глобальной тектоники, где найдут себе место вертикальные движения вещества.

В настоящее время представляется, что количество и характер распределения подводных гор определяются главным образом двумя факторами: степенью тектонопроницаемости литосферы и степенью активизации астеносферы. Тектонопроницаемость океанической литосферы для проникновения и подъема к поверхности магматических масс Π зависит от стадии геологической эволюции, на которой находится данный регион.

Естественно, что для каждого района степень тектонопроницаемости его коры и литосферы в целом будет определяться сложным набором параметров, однако в обобщенном виде эту зависимость можно представить как кривую с максимумом на этапе развития «старой» океанической литосферы (рис. 43). На начальной стадии, когда «новая» литосфера проходит свой путь начиная от рифтовой зоны, она обладает максимальной пластичностью и способностью к залечиванию нарушений. Однако кристаллическая оболочка в пределах срединного

Рис. 43

Характер изменения тектонопроницаемости океанической литосферы (Π), активности астеносферы (A), интенсивности вулканообразования (Γ) на различных этапах эволюции океанической литосферы.



хребта еще весьма тонкая, и в ходе разрешения нагрузок сложившегося поля напряжений она сравнительно легко может быть разрушена, что и объясняет развитие значительного числа подводных гор на крыльях срединных океанических хребтов. Тектонопроницаемость же «новой» литосферы относительно невелика в силу ее повышенной пластичности. Со временем, в ходе отодвигания от рифтовой зоны, пластичность литосферы снижается, она становится более раскристаллизованной за счет ее нижних частей, так как верхние горизонты образуют жесткую кристаллическую оболочку непосредственно на срединном хребте. В соответствии с этим тектонопроницаемость литосферы растет с возрастом и с удалением от рифта. Жесткая кристаллическая оболочка в поле напряжений раздвигающегося дна подвергается дроблению и разломообразованию, возникают ослабленные зоны, благоприятные для проникновения астеносферных расплавов, хотя это нарастание не беспредельно.

Дальнейшее изменение тектонопроницаемости происходит на следующем этапе эволюции литосферы, когда по завершении полного цикла рифтогенеза регион оказывается (а это лишь один из возможных путей его геологического развития) в области субплатформенной стабилизации. Следует подчеркнуть, что в данном случае под тектонопроницаемостью понимают не возможность литосферы пропускать жидкие среды через «поры», капилляры или иные микроканалы, а нарушения тектонической природы в хрупкой кристаллической оболочке.

Другим определяющим фактором, как указывалось, является степень активизации астеносферы A . Как и в первом случае, представим себе качественную картину состояния астеносферы в ходе геологической эволюции региона. Сводное поднятие кровли астеносферы в пределах рифтовых зон само по себе свидетельствует об ее активизации под этими участками литосферы. Более глубокие геодинамические процессы, возможно связанные с явлениями в ядре Земли, которые, по-видимому, и определяют заложение рифта в литосфере, естественно, не могут не активизировать данной части астеносферы. Это находит отражение, в частности, в аномально высоких значениях теплового потока, отмечаемых по обеим сторонам от рифтовой долины на срединно-океанических хребтах. С удалением от оси хребтов, т. е. от осевой части астеносферного свода, по-видимому, происходит плавное убывание активности астеносферы, которое можно условно представить в виде кривой закона нормального логарифмического распределения. В областях субплатформенной стабилизации активность астеносферы, вероятно, достигает постоянного минимального уровня.

Возвращаясь к вопросу о массовом образовании гор на гребне хребта, следует отметить, что это явление обусловлено еще каким-то дополнительным, мощным фактором. Характерно, что такое горообразование, присущее Атлантическому, Индий-

скому и Арктическому срединным хребтам, не проявляется на Восточно-Тихоокеанском поднятии. Сугубо предположительно можно допустить, что здесь важную роль играет скорость горизонтального движения плит: при малых скоростях горы образуются, а при больших нет. Возможно, при малых скоростях раздвижения создаются благоприятные условия для проникновения дериватов основного поступающего расплава, что приводит к интенсивному вулканизму в гребной зоне.

На нынешнем уровне информации нет возможности определить вклад каждого из рассмотренных факторов образования подводных гор в отдельности. Скорее всего они тесно взаимосвязаны. Предположив качественную оценку их воздействия, можно представить картину распределения равнодействующей на интенсивность подводного вулканообразования. Суммировав предполагаемые распределения характеристик P и A , получим в той же координатной системе функцию интенсивности вулканообразования (см. рис. 43). В отличие от «атлантического варианта» образования подводных гор тихоокеанский вариант имеет дополнительный источник, ведущий к подводному горообразованию. Это связано с процессами, развитыми в активных переходных зонах, где формируются глубоководные желоба, островные дуги и глубоководные котловины окраинных морей.

Заложение системы разломов фокальной зоны определяет возрастание проницаемости литосферы островной дуги и прилегающей к ней части глубоководной котловины. Погружение масс океанической литосферы до глубины, где находится астеносферный слой, обуславливает расплавление легкоплавкой базальтовой части океанической коры. Локальное увеличение массы астеносферы на данном участке приводит, по существу, к явлению, аналогичному под срединно-океаническими хребтами: образуется сводовое поднятие кровли астеносферы. Следствием этого является массовый подъем астеносферных расплавов в верхнюю часть литосферы и возникновение напряжений растяжения в пределах глубоководных котловин окраинных морей. Как и в случае срединных хребтов, эти зоны характеризуются региональными аномалиями повышенного теплового потока.

Таким образом, налицо оба фактора, обуславливающие возрастание интенсивности вулканообразования: повышение тектопроницаемости и активизации астеносферы. В результате, как это имеет место и на самом деле, в Западно-Тихоокеанской переходной зоне должно происходить массовое образование вулканов, не только надводных — островодужного ряда, но и преимущественно подводных.

Все сказанное позволяет заключить, что образование подводных вулканов определяется основными закономерностями возникновения и развития океанической коры. Эти закономерности нашли четкое отражение в рамках гипотезы мобильных

литосферных плит. По существу, эти представления служили отправной точкой при типизации подводных гор.

Подводные горы первого типа, как указывалось выше, подразделены на два класса. Первый класс включает вулканы, развитые на основных структурах системы разрастания — срединных хребтах, трансформных разломах и островных дугах, поэтому нет нужды в комментариях относительно их природы в рамках гипотезы плит. Генезис второго класса поднятий еще не раскрыт, поскольку гипотеза мобильных литосферных плит мало разработана в плане выяснения роли внутриплитовых геологических процессов. При проведении типизации уже были высказаны некоторые общие соображения о генезисе и истории формирования этих гор в свете тектоники плит. Название второго класса следующего типа определяет, что сюда включены горы, образовавшиеся в ходе всего цикла разрастания и отличающиеся от соответствующих вулканов первого типа лишь тем, что в настоящее время они находятся на иной, более поздней стадии геологического развития.

Сложнее решается вопрос о связи подводных гор первого класса рассматриваемого типа с процессами, описываемыми с помощью представлений гипотезы мобильных литосферных плит. Это прежде всего касается первого вида, т. е. гор глыбовых поднятий. Подводные горы второго вида, определяемые как тектонические останцы, просто являются осколками материков, оторванными от последних мощными зонами нарушений, которые развиваются в процессе рифтогенеза, и отодвинутыми от них в ходе разрастания океанического дна. И, наконец, образование подводных гор глыбовых поднятий является, по-видимому, наиболее проблематичным. Однако существование гор этого вида представляет особую значимость, поскольку раскрытие их генезиса, возможно, станет решающим шагом к выяснению роли процессов океанизации в формировании океанического дна. Таким образом, подводные горы океана, их генезис и история геологического развития могут быть истолкованы в рамках тектоники плит.

3

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ

Твердые полезные ископаемые океана — это прежде всего осадочные образования, залегающие на поверхности и в верхних слоях покрывающих дно осадков. Таковы аутогенные образования в виде фосфоритов, глауконитовых и железистых илов, железо-марганцевых конкреций и стяжений барита. Эндогенные образования, связанные с изверженными и метаморфическими породами океанической коры, известны пока в ограниченных масштабах (например, хромиты в рифтовой зоне Аравийско-Индийского хребта). В депрессиях рифтовых зон установ-

лено присутствие горячих металлоносных рассолов с повышенным содержанием некоторых металлов, что ведет к образованию рудных концентраций меди, цинка и других элементов [57, 85]. Такие районы, как уже упоминалось, предлагалось исследовать с помощью комплекса каротажных методов.

Особенность океанического рудообразования состоит в том, что минеральные отложения накапливаются в количествах, во много раз превосходящих запасы этих руд в месторождениях на суше. Важен и тот факт, что некоторые месторождения минерального сырья в океане возобновляются естественным путем за сравнительно короткое время. Не исключено, что на акваториях будут открыты совершенно новые по сравнению с континентальными типы месторождений.

Поскольку представления о геологических условиях на дне океана основываются в значительной мере на формах подводного рельефа, составе осадков и коренных пород, то вполне естественно, что внимание исследователей прежде всего было обращено на приуроченность тех или иных минеральных образований к геоморфологически или морфологически выраженным элементам дна. Выше было показано, что для каждого крупного элемента геоструктуры в океане существуют менее крупные структуры второго, третьего порядка и т. д., развитие которых связано с различными генетическими типами земной коры и которые представляют собой достаточно самостоятельные образования. Их роль в процессах океанического минералогенеза должна анализироваться и учитываться. Именно к числу таких морфоструктур, по-видимому, и следует относить объект настоящего исследования — подводные горы. Геолого-геофизическое изучение подводных гор дает перспективы для установления связи вулканизма с металлогенезом дна океана и выявления закономерностей размещения морских месторождений рудных полезных ископаемых.

В разделе 2 подчеркивалось, что подавляющая часть подводных гор — это вулканы. Широкое развитие явлений вулканизма в Мировом океане влечет за собой образование целого комплекса минеральных образований. Различные стадии активной жизни вулкана определяют эволюцию содержания полезных элементов в продуктах его извержений, как это отмечается для островодужных гор. Поэтому установление стадии геологического (морфологического) развития подводной горы крайне важно, так как имеет не только тектоно-генетическое значение.

Исследование механизма образований подводных гор может дать новые аспекты для изучения твердых, в том числе россыпных, месторождений полезных ископаемых в океане. Можно уже сейчас утверждать, что горы, образованные в результате геологического развития срединно-океанических хребтов, могут содержать иную ассоциацию полезных ископаемых, чем горы другого типа, например связанные с глыбовыми хребтами. Это

общее положение может быть в настоящее время проиллюстрировано, например, характером состава железо-марганцевых конкреций в Тихом океане, где установлены приуроченность конкреций с повышенными железо-марганцевыми составляющими к активным рифтовым областям и возрастание кобальтовых составляющих на периферии океана.

Раскрытие природы вулканизма (обычно щелочного) не на хребтах, а в пределах абиссальных акваторий способно привести к неожиданным результатам и следствиям. Одним из таких результатов, как нам кажется, могут явиться предпосылки для обнаружения трубок, связанных с ними алмазоносных провинций, изучение которых в океане не только не начиналось, но такая задача даже не ставилась. Зоны проявлений мощного вулканизма в районах развития относительно древней океанической коры, каковой, например, считается западная часть Тихого океана (см. рис. 1), или коры, прошедшей длительный и сложный путь эволюции, а также в районах распространения микроконтинентальных выступов (западная часть Индийского океана) должны в будущем стать объектом изучения с позиций оценки их возможной алмазоносности.

Другой областью, где гипотетически могут оказаться приложимыми результаты изучения подводных гор, является исследование докембрийских кольцевых структур на суше; морфология этих образований и обширные масштабы вулканизма в докембрии напоминают соответствующие явления в современном океане. О возможности проведения таких аналогий свидетельствуют и специфичные минеральные образования, встречаемые в докембрийских породах, близких по составу к набору полезных элементов океанического дна.

В настоящее время не представляется возможным высказать все аспекты связи подводных гор с проблемой металлогении океанического дна. Этот вопрос требует сугубо специального, углубленного анализа. Затрагивая эту проблему, авторы хотели лишь подчеркнуть важность и многообразие этого направления в изучении подводных гор.

Оценка минеральных ресурсов океанического дна — это насущная задача уже сегодняшнего дня. Представляется, что одним из существенных положений, которые придется учитывать при разработке критериев геолого-геофизической оценки перспективности дна акваторий на возможность обнаружения скоплений твердых полезных ископаемых, должно стать выяснение основных тектоно-генетических особенностей подводных гор. Можно априори утверждать, что «молодые» горы дна океана и окружающая их кора будут весьма важными объектами для формирования месторождений, в то время как достаточно широкие по площади ореолы подводных вулканов, находящихся на стадии разрушения, по-видимому, представят интерес для обнаружения россыпей.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение подводных гор не имеет еще столь длительной истории, как другие крупные проблемы геологии океана, не говоря уже об основных вопросах строения и развития континентов. Это определило как сам подход к решению комплекса задач, который охватывает проблема подводных гор, так и характер выводов, в той или иной мере приведенных в монографии.

Геолого-геофизические параметры подводных гор срединных хребтов, по-видимому, обусловлены в большей степени скоростью разрастания, а в глубоководных котловинах — в основном характером вулканизма. Возможно, что подводные горы — природная функция соотношения горизонтального и вертикального движений вещества и что они послужат одним из источников информации о геодинамическом состоянии в недрах литосферы.

Некоторые частные заключения сделаны в результате анализа конкретных районов распространения подводных гор на океаническом дне: Северного Ледовитого океана (несколько подводных гор Евразийского бассейна), Атлантического (горы Азорского региона и Новая Англия), Тихого (горы Курильской переходной зоны).

Анализ аномального магнитного поля подводных гор Евразийского бассейна показал сравнительно низкую намагниченность этих поднятий. Разнонаправленность вектора намагничивания отдельных блоков вулканических построек, видимо, свидетельствует о многофазном поступлении магматического материала и одновременности фаз магматизма.

Подводные горы Северной Атлантики характеризуются более сильным, чем горы Северного Ледовитого океана, намагничением, что обуславливает резкую интенсивность аномалий магнитного поля, связанных с этими поднятиями. Исследование магнитных характеристик подводных гор Азоро-Гибралтарского региона дает возможность указать на существенное воздействие на эволюцию этих гор разломной тектоники и различных (не менее двух) этапов магматизма. Палеомагнитные характеристики подводных гор Новая Англия свидетельствуют о различном возрасте заложения отдельных гор.

Исследование вулканических гор Курильской переходной зоны показало существенную неоднородность их намагниченности. Основной магнитный эффект здесь определяется кольцевым основанием горы, в то время как центральный вулканический конус сложен слабомагнитными породами. Это свидетельствует о различии в вещественном составе частей вулканов. Можно предположить либо возрастание кислотности магматических образований снизу вверх по разрезу (от базальта до андезита-дацита), либо присутствие в верхней части вулканического конуса пирокластических отложений.

Нынешний уровень сведений о подводных горах требует обобщения всего опыта их геолого-геофизического исследования; при этом на долю геофизических методов выпадает решение вопросов глубинного строения и истории формирования поднятий. Только с помощью геофизических методов можно установить такие, например, важные особенности в геологическом строении гор, как возможное присутствие глубинного «корня», выяснить последовательность и этапность в образовании и становлении сооружения, определить связи с общим структурно-тектоническим планом дна и наметить тенденцию генетических зависимостей возникновения и размещения гор от общей эволюции региона.

Решение такого рода задач должно опираться на возможно более широкий круг геофизических исследований; вместе с тем следует подчеркнуть, что опыт проведенных работ свидетельствует о преобладающей роли магнитометрии в данной проблеме. Этот метод является весьма тонким инструментом для выяснения типовых особенностей тех или иных подводных гор, на его основе оказалось возможным проводить их типизацию и дифференциацию.

Подход к изучению данной проблемы под тем или иным ракурсом требует в каждом конкретном случае привлечения различных наборов геофизических методов, но даже при этом условии далеко не все задачи могут быть полностью и успешно решены; например, пока остаются неясными такие фундаментальные вопросы, как соотношение подводных гор с развитыми в коре (литосфере) полями напряжений. В частности, достаточно объяснима с геодинамических позиций концентрация гор в областях срединных хребтов, где в пределах рифтов происходят разрядки напряжений путем растяжения, поднятие мантийного материала и резкий перепад в характере термодинамических условий. Однако наряду с этим хорошо известны факты распространения гор в абиссальных океанах, но нет данных о наличии здесь мощных областей разрядки литосферных напряжений. В этом случае можно лишь предполагать, что образование подводных гор вдали от срединного хребта является следствием локальной разрядки таких напряжений. Формирование же гор в пририфтовой полосе растяжения связано прежде

всего с высокой степенью раздробленности тонкой океанической коры срединных океанических хребтов и общей тенденцией к воздыманию вещества мантии в таких районах. Очевидно, что подводные горы срединных хребтов должны отличаться от гор абиссалий. Например, состав излияний рифтовых гор определяется тем, что эти горы «питаются» непосредственно из подстилающего базальтового слоя, а горы абиссалий — из более глубоких, мантийных, горизонтов с частичным расплавлением материала в канале литосферы.

Высказанные предположения призваны привлечь внимание к тем аспектам полей напряжений, которые определяют образование поднятий. Одновременно глобальный характер связей явлений растяжения с развитием рифтов и подводных гор в их обрамлении, а также широкое развитие гор по всей площади Мирового океана заставляют вернуться к многократно обсуждаемой идее расширяющейся Земли. Это расширение может рассматриваться как временный или даже кратковременный этап в истории Земли, обуславливающий систему разрядки напряжений одновременно во многих точках планеты. В этом отношении возникновение подводных гор, возможно, служит индикатором напряженного состояния коры различных регионов и геологических эпох. Фактически единичное возникновение подводных гор в современную эпоху на абиссалиях, вероятно, свидетельствует о некоторой стабилизации региональной геодинамической обстановки на периферии Мирового океана. В противоположность этому геодинамическая активность в островодужных регионах резко обостряется.

Современные геотектонические концепции еще не осветили генетической роли подводных гор в той мере, как они этого заслуживают. Вероятно, такое отношение теоретических исследований к данной проблеме определялось лишь стадией изучения, а не тем, что не были видны масштабы образования океанических гор и подводного вулканизма. Сбор и накопление фактического материала, табулирование признаков и свойств, присущих подводным горам, и, наконец, систематизация сведений — вот этапы геолого-геофизических исследований, которые до сих пор проводились.

Следующий этап исследований должен привести к проникновению в суть явлений, помочь понять тектоническую природу подводных гор и их роль в общей эволюции геологической материи. Результаты геофизического изучения подводных гор указывают на ведущую роль разломной тектоники в их образовании. В этом отношении особое значение придано разломам, представляющим собой границы мобильных литосферных плит.

Развитие подводных гор в узлах пересечения дизъюнктивных нарушений земной коры указывает на возможность их использования для выявления районов, перспективных на обнаружение скоплений железо-марганцевых конкреций и металло-

носных илов. Это обстоятельство связано с установлением в последние годы преимущественного развития обогащенных металлическими полезными ископаемыми тех участков дна, где сочетается густая сеть разломов коры с различным направлением транслитосферных нарушений.

Вместе с тем трансформные разломы, которые считаются главенствующим видом разломной тектоники дна океана, по-видимому, не являются единственной рудоконтролирующей дизъюнктивной структурой дна океана. Разломы типа «битой тарелки», сопутствующие развитию подводных гор, встречаются на океаническом дне реже, чем трансформные, однако представляется, что они более перспективны на возможность обнаружения месторождений полезных ископаемых.

Истолкование аномалий магнитного поля подводных гор с учетом особенностей земной коры и характера вулканизма позволяет дифференцировать эти локальные поднятия по их генезису и связям с главными структурами океанического дна. В то же время в ряде случаев подводные горы представляют собой вторичное, наложенное, явление, объединяемое как бы самостоятельно «горовмещающей структурой», и с этих позиций их можно рассматривать как самостоятельную морфоструктуру океанического дна. Эти представления могут быть положены в основу прогнозирования подводных гор с общих позиций.

Рассмотрение гор, развитых на различных акваториях Мирового океана, дало возможность выделить роль различных типов подводных гор в формировании и размещении некоторых полезных ископаемых на дне океана и в активных рифтовых областях. Будущие исследования подводных гор должны дать оценку роли этих структур в общей геологической истории планеты, увязать масштабы образования подводных гор и подводного вулканизма в целом с характером тектонического развития на той или иной стадии геологической эволюции Земли.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Андреев Б. А., Клушин И. Г.* Геологическое истолкование гравитационных аномалий. Л., «Недра», 1965. 495 с.
2. *Безруков П. Л.* 43-й рейс и/с «Витязь» в центральной части Тихого океана. — «Океанология», 1969, вып. 1, с. 193—199.
3. *Березин И. С., Жидков Н. П.* Методы вычислений. Т. 1. М., Физматгиз, 1962. 374 с.
4. *Булах Е. Г.* О методике решения прямых задач гравиразведки на электронных цифровых вычислительных машинах. — В кн.: Геофизические исследования на Украине. Киев, «Наукова думка», 1969, с. 186—196.
5. *Величко Е. А.* О принципах районирования океанического дна для прогноза на твердые полезные ископаемые. — В кн.: Минеральные ресурсы Мирового океана. Л., «Недра», 1974, с. 122—127.
6. *Волж В. Э., Иванов С. С., Шимараев В. Н.* Методика интерпретации аэромагнитных данных при изучении земной коры на примере исследования шельфов Северных морей СССР. Л., 1973. 87 с.
7. *Генезис* и геологическое строение подводных гор по геофизическим данным. — В кн.: Тезисы докладов I съезда советских океанологов. Вып. 3. М., «Наука», 1977, с. 6—7. Авт.: Р. М. Деменницкая, А. М. Городницкий, В. Д. Каминский и др.
8. *Городницкий А. М.* Аномальное магнитное поле над подводными горами. — В кн.: Проблемы Мирового океана. М., «Наука», 1969, с. 54—59.
9. *Городницкий А. М.* О структуре аномальных геофизических полей над подводными горами. — «Океанология», 1975, вып. 2, с. 276—281.
10. *Городницкий А. М., Иванов С. С.* О возможности изучения океанической коры по данным магнитных съемок. — «Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол.», 1969, № 5, с. 122—125.
11. *Городницкий А. М., Корякин Е. Г.* Гравитационное поле подводных гор. — В кн.: Океан. Т. 1. М., «Мир», 1975, с. 35—39.
12. *Городницкий А. М., Литвинов Э. М.* Статистический анализ результатов площадных магнитных съемок над подводными горами. — «Геофиз. методы разведки в Арктике», 1973, вып. 8, с. 106—108.
13. *Городницкий А. М., Седов А. П.* Подводные горы Северной Атлантики. — «Вестн. Моск. ун-та. Сер. геогр.», 1974, № 6, с. 79—84.
14. *Григорьев С. С., Городницкий А. М.* Азоро-Гибралтарская тектоническая зона и ее отображение в структуре аномального магнитного поля. — «Океанология», 1975, вып. 1, с. 102—107.
15. *Грин Д. Х., Рингвуд А. Э.* Происхождение базальтовых магм. — В кн.: Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968. 335 с.
16. *Грин Д. Х., Рингвуд А. Э.* Происхождение базальтовых магм. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972, с. 427—433.
17. *Гусев Б. В., Голубков В. С.* Эволюция вулканизма в истории Земли. — В кн.: Материалы Первого всесоюзного палеовулканического симпозиума. М., «Наука», 1973, с. 56—57.
18. *Деменницкая Р. М.* Кора и мантия Земли. Изд. 2-е. М., «Недра», 1975. 255 с.

19. Деменцкая Р. М., Городницкий А. М. Проблемы изучения подводных гор. — «Геофиз. методы разведки в Арктике», 1975, вып. 10, с. 14—19.
20. Дмитриев Л. В., Шараськин А. Я., Фарафонов М. М. Коренные породы рифтовых зон Индоокеанского хребта и некоторые черты их геохимии. — «Докл. АН СССР», 1969, т. 185, № 2, с. 444—446.
21. Донец Е. Г., Литвинов Э. М., Шкитин А. И. Исследование магнитных характеристик подводных гор Северо-Западной Атлантики в связи с их генезисом. — «Экспресс-информация ОЦНТИ ВИЭМС. Морская геология и геофизика», 1975, вып. 2, с. 3—12.
22. Живаго А. В. Рельеф дна Южного океана. — В кн.: Рельеф Земли. М., «Наука», 1967, с. 294—308.
23. Зейгельман М. С. Методическое руководство и сборник программ для решения прямых задач магниторазведки. Киев, «Наукова думка», 1972. 121 с.
24. Зональность аномального магнитного поля северо-западной части Центральной Атлантики. — «Геофиз. методы разведки в Арктике», 1975, вып. 10, с. 5—8. Авт.: А. И. Рассохо, В. В. Федынский, Е. Г. Донец и др.
25. Зоненшайн Л. П., Городницкий А. М. Палеозойские и мезозойские реконструкции континентов и океанов. — «Геотектоника», 1977, № 3, с. 3—24.
26. Ильин А. В. Морфоструктура дна Атлантического океана. — «Докл. АН СССР», 1964, т. 157, № 6, с. 1358—1361.
27. Ильин А. В. Основные черты геоморфологии дна Атлантического океана. — В кн.: Океанографические исследования. Сб. 21. М., «Наука», 1971, с. 107—246.
28. Каминский В. Д. Анализ аномального магнитного поля трех подводных гор хребта Гаккеля. — «Проблемы геофиз. исследований полярных областей Земли», 1977, вып. 12, с. 127—133.
29. Каминский В. Д., Донец Е. Г. Сечение эруптивных каналов подводных вулканов. — «Геофиз. методы разведки в Арктике», 1976, вып. 11, с. 155—159.
30. Каминский В. Д., Литвинов Э. М. Особенности геологического строения вулканов Курильской островной дуги по геофизическим данным. — «Геофиз. методы разведки в Арктике», 1975, вып. 10, с. 161—163.
31. Каминский В. Д., Симовский И. С. Определение векторов намагничивания группы аномалеобразующих тел по их совокупному магнитному полю. — «Геофиз. методы разведки в Арктике», 1976, вып. 11, с. 149—154.
32. Канаев В. Ф. Геоморфология дна северо-восточной части Индийского океана. — В кн.: Геология дна океанов и морей. М., «Наука», 1972, с. 42—47. (Междунар. геол. конгресс. XXI сес. Пробл. 16).
33. Канаев В. Ф., Турко Н. Н. Морфология и вулканизм дна Индийского океана. — В кн.: Геоморфология Мирового океана. М., «Наука», 1974, с. 63—97.
34. Карасик А. М. Магнитные аномалии хребта Гаккеля и происхождение Евразийского суббассейна Северного Ледовитого океана. — «Геофиз. методы разведки в Арктике», 1968, вып. 5, с. 8—19.
35. Карасик А. М. Евразийский бассейн Северного Ледовитого океана с позиций тектоники плит. — В кн.: Проблемы геологии полярных областей Земли. Вып. 4. Л., 1974, с. 23—31.
36. Колюбакин В. В., Лапина М. И. Обзор способов решения прямой задачи магнитной разведки. М., Изд-во АН СССР, 1960. 112 с.
37. Красс М. С. Возможные причины опускания гайотов. — В кн.: Изостазия. М., «Наука», 1973, с. 139—152.
38. Краузе Д. К. Связь Срединно-Атлантического рифта с Азорской платформой. — В кн.: Второй международный океанографический конгресс. Тезисы докладов. М., «Наука», 1966, с. 219—220.
39. Кузьмин Ю. Н. Расчет поля силы тяжести, его вторых производных, а также составляющих аномального магнитного поля для трехмерных тел на ЭВЦМ «Минск-2». Алма-Ата, 1966. 77 с.

40. Ларина Н. И. Горы Тихого океана. — «Океанология», 1975, вып. 1, с. 89—95.

41. Леонтьев О. К., Лукьянова С. А., Медведев В. С. Вертикальные движения земной коры в пределах ложа Тихого океана по данным геоморфологического анализа. — «Океанология», 1974, вып. 6, с. 1022—1028.

42. Линник Ю. В. Метод наименьших квадратов и основы теории обработки наблюдений. М., Физматгиз, 1958. 350 с.

43. Литвин В. М., Руденко М. В. Распределение подводных гор в Атлантическом океане. — «Докл. АН СССР», 1973, т. 213, № 4, с. 944—947.

44. Литвин В. М., Марова Н. А., Руденко М. В. Исследования Бискайской подводной горы. — «Океанология», 1972, т. 12, вып. 2, с. 362—364.

45. Логачев А. А., Захаров В. П. Магниторазведка. Л., «Недра», 1973. 280 с.

46. Логинов В. Е. Магнитное поле произвольно ориентированного косонамагниченного прямоугольного блока. — В кн.: Геофизические исследования на Украине. Киев, «Наукова думка», 1969, с. 42—56.

47. Магнитные аномалии гребня Срединно-Атлантического хребта. — «Докл. АН СССР», 1974, т. 217, № 6, с. 1416—1419. Авт.: В. В. Федынский, А. И. Рассохо, Р. М. Деменницкая и др.

48. Магнитное поле подводных гор. — «Геомагнетизм и аэрономия», 1967, № 5, с. 928—931. Авт.: Р. М. Деменницкая, А. М. Городницкий, А. М. Карасик и др.

49. Малахов А. Гравитационные аномалии вулканических районов. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972, с. 310—326.

50. Малахов А. Исследование магнитного поля над вулканами. — Там же, с. 366—378.

51. Мархинин Е. К. Роль вулканизма в формировании земной коры. М., «Наука», 1967. 255 с.

52. Мархинин Е. К. Вулканы дна Тихого океана, их структурная поверхность и специфика. — В кн.: Тезисы докладов на Девятой сессии научного Совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Вып. 9. Южно-Сахалинск, 1972, с. 43—44.

53. Матвеевков В. В. Магматические породы подводной горы Центрально-тихоокеанского поднятия. — «Океанология», 1974, вып. 6, с. 1029—1033.

54. Менард Г. У. Геология дна Тихого океана. М., «Мир», 1966. 275 с.

55. Менард Г. У. Дно океана. — В кн.: Океан. М., «Мир», 1971, с. 5—68.

56. Милановский Е. Е. Основные типы рифтовых зон материков. — «Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол.», 1970, № 2, с. 13—35.

57. Минеральные ресурсы Мирового океана и некоторые закономерности их распространения. Под. ред. В. В. Федынского. М., «Недра», 1974. 265 с.

58. Мошин А. С. История Земли. Л., «Наука», 1977. 228 с.

59. Мурдмаа И. О., Рудник Г. Б., Скорнякова Н. С. Вулканогенно-обломочные породы Тихого океана. — В кн.: Геология и геофизика моря. М., «Наука», 1969, с. 32—45. (Международ. геол. конгресс. XXIV сес. Докл. сов. геологов).

60. Мэтьюс Д. Х. Измененные базальты банки Сваллоу. — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., «Мир», 1973, с. 103—124.

61. Новая глобальная тектоника. Сборник статей. М., «Мир», 1974. 471 с.

62. Океанографическая энциклопедия. Л., Гидрометеоздат, 1974. 631 с.

63. О фациальной изменчивости глубоководных пелагических осадков Тихого океана. — В кн.: История Мирового океана. М., «Наука», 1971, с. 35—46. Авт.: Н. С. Скорнякова, И. О. Мурдмаа, З. Н. Горбунова, Н. Л. Зенкевич.

64. Печерский Д. М., Мирлин Е. Г. Намагниченность горных пород магнитных аномалий в рифтовой зоне Атлантического океана. — «Физика Земли», 1971, № 5, с. 43—56.

65. Ритман А. Вулканы и их деятельность. М., «Мир», 1964. 437 с.

66. *Природа* магнетизма подводных гор Северной Атлантики. — «Проблемы геофиз. исследований полярных областей Земли», 1977, вып. 12, с. 183—191. Авт.: А. М. Городницкий, Е. Г. Донец, В. Д. Каминский, Э. М. Литвинов.
67. *Прохорова И. А.* Количественная интерпретация аномалий магнитного поля над подводными горами в полярных широтах. — «Геофиз. методы разведки в Арктике», 1975, вып. 10, с. 73—81.
68. *Пуцаровский Ю. М., Безруков П. Л.* О тектонике восточной части Индийского океана. — «Геотектоника», 1973, № 6, с. 3—19.
69. *Ривош Л. А., Штейнберг Г. С.* Геофизическое изучение камчатских вулканов. — «Геология и геофизика», 1964, вып. 7, с. 13—33.
70. *Руденко М. В.* Подводные горы Атлантического океана. — «Изв. Всесоюз. геогр. о-ва», 1975, т. 107, вып. 4, с. 295—301.
71. *Сергеев И. В., Удинцев Г. Б.* Открытие и исследование подводной горы Исакова в Тихом океане. — «Докл. АН СССР», 1957, т. 113, № 5, с. 343—346.
72. *Симовский И. С., Каминский В. Д.* Интерпретация гравитационных и магнитных аномалий вертикальных тел вращения (прямая задача). — «Геофиз. методы разведки в Арктике», 1975, вып. 10, с. 82—86.
73. *Симовский И. С., Каминский В. Д.* Расчет гравитационных и магнитных полей на ЭЦВМ серии «Мир». — «Геофиз. методы разведки в Арктике», 1976, вып. 11, с. 56—64.
74. *Снежко А. А.* Типовая программа для ЦВМ «Минск-2». Решение прямой задачи магниторазведки (общий случай). Л., 1968. 71 с.
75. *Сорокин Л. В.* Гравиметрия и гравиметрическая разведка. Л., Гостоптехиздат, 1953. 483 с.
76. *Сорохтин О. Г.* Дифференциация вещества Земли и развитие тектонических процессов. — «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1972, № 7, с. 55—66.
77. *Сорохтин О. Г., Городницкий А. М.* Магматизм океанических плит и происхождение подводных гор и островов. — В кн.: Труды IV Всесоюзного вулканологического совещания. Петропавловск-Камчатский, 1975, с. 37—39.
78. *Способ* геофизического исследования водной толщи океана. Авт. свидетельство № 182802. — «Бюл. изобретений», 1966, № 12, с. 4. Авт.: Р. М. Деменцкая, А. М. Городницкий, Э. М. Литвинов, Н. Н. Трубятчинский.
79. *Способ* исследования дна океана. Авт. свидетельство № 208290. — «Бюл. изобретений», 1968, № 3, с. 122. Авт.: Р. М. Деменцкая, А. М. Карасик, Ю. Г. Киселев и др.
80. *Строение* рифтовых зон Индийского океана и их место в мировой системе рифтов. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1969, № 10, с. 3—27. Авт.: А. П. Виноградов, Г. Б. Удинцев, Л. В. Дмитриев и др.
81. *Удинцев Г. Б.* О рельефе дна западной части Тихого океана. — В кн.: Океанологические исследования. Сб. 2. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 56—64.
82. *Удинцев Г. Б.* Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М., «Наука», 1972. 394 с.
83. *Ушаков С. А.* Динамика земной коры в зонах перехода от материков к океанам атлантического типа. — «Докл. АН СССР», 1966, т. 171, № 1, с. 91—94.
84. *Ушаков С. А.* Строение и развитие Земли. Т. 1. Серия «Физика Земли». М., 1974. 270 с. (Всесоюз. ин-т науч. и техн. информации).
85. *Ушаков С. А., Городницкий А. М.* Подводный вулканизм и проблема металлогении океанической литосферы. — «Геология моря», 1976, вып. 5, с. 86—93.
86. *Федынский В. В., Ушаков С. А., Шебакин Н. А.* Возраст дна Мирового океана по геофизическим данным. — «Докл. АН СССР. Сер. геол.», 1972, т. 204, № 5, с. 1442—1445.
87. *Хизен Б., Тарп М., Юнг М.* Дно Атлантического океана. Ч. 1. М., Изд-во иностр. лит., 1961. 146 с.
88. *Шейнманн Ю. М.* Об условиях образования магм. — «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1970, № 5, с. 49—50.

89. *Шенард Ф.* Земля под морем. Пер. с англ. под ред. Г. Б. Удинцева. М., «Мир», 1964. 252 с.
90. *Эрлих Э. Н.* Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск, «Наука», 1973. 242 с.
91. *Ade-Hall J. M.* The magnetic properties of some submarine oceanic lavas. — *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1964, vol. 9, № 1, p. 85—95.
92. *Andel T. H. van, Bowin C. O.* Mid-Atlantic ridge between 22° and 23° North Latitude and the tectonics of Mid-Ocean rises. — *J. Geophys. Res.*, 1968, vol. 73, № 4, p. 1279—1298.
93. *Aumento F.* The Mid-Atlantic ridge near 45° N. L. Fission track and ferro-manganese chronology. — *Can. J. Earth Sci.*, 1969, vol. 6, № 6, pt. 1, p. 1431—1440.
94. *Baker B. H., Miller J. A.* Geology and geochronology of the Seychelles Islands and structure of the floor of the Arabian Sea. — *Nature*, 1963, vol. 199, № 4891, p. 346—348.
95. *Bhattacharyya P. J.* Magnetic anomalies due to prismshaped bodies with arbitrary polarization. — *Geophysics*, 1964, vol. 29, № 4, p. 517—531.
96. *Boer J. de, Schilling J. G., Krause D. C.* Reykjanes ridge, implication of magnetic properties of dredged rock. — *Earth a. Planetary Sci. Letters*, 1970, vol. 9, № 1, p. 55—60.
97. *Bosshard E., Macfarlane L. J.* Crustal structure of the Western Canary Islands from seismic refraction and gravity data. — *J. Geophys. Res.*, 1970, vol. 75, № 26, p. 4901—4918.
98. *Bolt M.* Two methods applicable to computer for evaluation magnetic die to finite three dimensional bodies. — *Geophys. Prosp.*, 1963, vol. 11, № 3, p. 292—299.
99. *Budinger T. F.* Seamount. — *Deep-Sea Res.*, 1967, vol. 14, № 2, p. 191—201.
100. *Cox A., Doell R. R.* Magnetic properties of the basalt in hole EM-7 Mohole project. — *J. Geophys. Res.*, 1962, vol. 67, № 10, p. 3997—4004.
101. *Criscom A., Geddes W.* Island-arc structure interpreted from aeromagnetic data near Puerto-Rico and the Virgin Islands. — *Bull. Geol. soc. Amer.*, 1966, vol. 77, № 2, p. 153—162.
102. *Current aspect of geophysical studies in the Kuroshio and its adjacent seas.* — Submitted to the CSK symposium held at the East Center Honolulu, Hawaii in April 29 through May 4, 1968, p. 32—34. Auth.: M. Yasui, S. Uyeda, S. Murauchi, N. Den.
103. *Diets R. S.* Marine geology of Northwestern Pacific; Description of Japanese bathymetric chart 6901. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1954, vol. 65, № 12, p. 1199—1224.
104. *Dymond J. R., Windom H. L.* Cretaceous K—Ar ages from Pacific Seamounts. — *Earth a. Planetary Sci. Letters*, 1968, vol. 4, № 1, p. 47—52.
105. *Eaton J. P.* Crustal structure and volcanism in Hawaii. — In: *Crust of the Pacific Basin*. Amer. Geophys. Union, Monogr., 1962, vol. 6, p. 13—29.
106. *Engel C. G., Engel A. E. J.* Basalts dredged from the north-eastern Pacific Ocean. — *Science*, 1963, vol. 140, № 3579, p. 1321—1324.
107. *Ewing M., Ewing J., Talwani M.* Sediment distribution in the oceans: the Mid-Atlantic Ridge. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1964, vol. 75, № 1, p. 17—36.
108. *Farquhar O. C.* Seamounts ancient and modern. — *New Sci.*, 1966, March 17, p. 698—699.
109. *Fisher D. W.* Ages of Pacific deep-sea basalts and spreading of the sea-floor. — *Science*, 1968, vol. 160, № 3832, p. 1106—1107.
110. *Fischer R. L., Heezen B. C.* Initial reports of the deep-sea drilling project. Honolulu, 1969, vol. 6, p. 3—16.
111. *Fischer R. L., Johnson G. L., Heezen B. C.* Mascarene Plateau, Western Indian Ocean. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 78, № 10, 1967, p. 1247—1266.
112. *Fleischer U., Meyer O., Schaaf H.* Über den Aufbau der untermeeri-schen Tafelberge südlich der Azoren on Hand eines gravimetrischmagnetischen

Nord-Süd-Profiles über die grosse Meteor-Bank. — «Meteor» Forschungsergeb. 1970, C, № 3, S. 37—47.

113. *Francheteau J.* Magnetization of Pacific sea-mounts: a preliminary polar curve for the Northeastern Pacific. — J. Geophys. Res., 1970, vol. 15, № 11, p. 2035—2061.

114. *Francheteau J., Sclater L., Craig H.* Magnetization of a recently sea-mounts in the Central Pacific. — Geophysics, 1969, vol. 34, № 4, p. 645—651.

115. *Francis T. J. G., Shor G.* Seismic refraction profiles in the Northwest Indian Ocean. — J. Geophys. Res., 1966, vol. 71, № 2, p. 427—450.

116. *Gaskell T. F., Hill M. N., Swallow J. C.* Seismic Measurements made by H. M. S. Challenger in the Atlantic, Pacific and Indian Oceans and in the Mediterranean Sea, 1950—1953. — Phil. Trans. Roy. Soc. Ld., Ser. A, 1958, vol. 151, № 988, p. 23—85.

117. *Grossling B. F.* Seamount magnetism. — In: The Sea. N. Y., Wiley — Interscience, 1970, vol. 4, pt. 1, p. 129—156.

118. *Haddon R. A. W., Bullen K. E.* An Earth model incorporating free Earth oscillation data. — Phys. Earth Planetary Int., 1969, vol. 2, p. 35—49.

119. *Hajash A., Armstrong R. L.* Paleomagnetic and radiometric evidence for the age of the Comores Islands, west centre Indian Ocean. — Earth a. Planetary Sci. Letters, 1972, vol. 16, p. 231.

120. *Hamilton E. L.* Sunken island of the Mid-Pacific Mountains. — Mem. Geol. Soc. Amer., 1956, vol. 64, 96 p.

121. *Hamilton E., Huene R.* Kodiak seamount not flat-topped. — Science, 1966, vol. 154, № 3754, p. 1323—1325.

122. *Harrison C. G. A.* A seamount with a non-magnetic top. — Geophysics, 1971, vol. 36, № 2, p. 349—357.

123. *Harrison J. G., Brisbin W. G.* Gravity anomalies off the west coast of North America, Seamount Jasper. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1959, vol. 70, № 7, p. 929—934.

124. *Heezen B. C., Menard H. W.* Topography of the deep-sea floor. — In: The Sea. Vol. 3. N. Y., 1963, p. 233—280.

125. *Heezen B. C., Tharp M., Ewing M.* The floors of the oceans. 1. The North Atlantic. — Geol. Soc. Amer., Spec. Papers, 1959, vol. 65, 122 p.

126. *Heirtzler J. R.* Marine geomagnetic anomalies. — J. Geomagn. Geoelectricity, 1965, vol. 17, № 3—4, p. 227—236.

127. *Heirtzler J. R., Headly M. L.* Magnetic anomaly over Vema Seamount. — Nature, 1966, vol. 212, № 5065, p. 912—913.

128. *Hess H. H.* Drowned ancient islands of the Pacific Basin. — Amer. J. Sci., 1946, vol. 244, № 11, p. 772—791.

129. *Hinz K.* The Great Meteor Seamounts — results of seismic reflection measurements with a pneumatic Sound Source, and their geological interpretation. — «Meteor» Forschungsergeb., 1969, R.C, H. 2, S. 63—77.

130. *Hughson G.* The calculation of total intensity magnetic anomalies for certain bodies by digital computer. — Geophysics, 1964, vol. 29, № 1, p. 152—157.

131. *Ingersoll L. R., Zobel O. I., Ingersoll A. C.* Heat conduction with engineering, geological and other applications. Univ. Wisconsin Press, Madison, 1954. 325 p.

132. *Irving E.* Paleomagnetism and its application to geological and geophysical problems. N. Y., 1964. 380 p.

133. *Keller F., Meuschke G. L., Alldredge L. B.* Aeromagnetic surveys in the Aleutian, Marshall and Bermuda Islands. — Trans. Amer. Geophys. Union, 1954, vol. 35, № 4, p. 558—572.

134. *Krause D. C., Watkins N. D.* North Atlantic crustal genesis in the vicinity of the Azores. — Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1970, vol. 19, № 3, p. 261—283.

135. *Ladd H., Tracey J., Gross M.* Deep drilling on Midway Atoll. — U. S. Geol. Surv., Prof. Papers, 1970, 680-A, p. 437—443.

136. *Larson R. L., Pitman W. C.* World-wide correlation of Mesozoic magnetic anomalies and its implications. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1972, vol. 83, № 12, p. 3645—3662.
137. *Laughton A., Hill M., Allan T.* Geophysical investigations of a seamount 150 miles north of Madeira. — *Deep-Sea Res.*, 1960, vol. 7, № 2, p. 117—141.
138. *Lee W. H., Uyeda S.* Review of heat flow data. — In: *Terrrestrial heat flow.* — Amer. Geophys. Union, Monogr., 1965, vol. 8, p. 87—190.
139. *Loncarevic B. D.* Mid-Atlantic Ridge near 45° North. — *C. R. Union Geodes. et Geophys. Intern.*, 1969, pt. 1, № 15, p. 197—198.
140. *Luyendyk B. P., Melson W. G.* Magnetic properties and petrology of rocks near the crust of the Mid-Atlantic Ridge. — *Nature*, 1967, vol. 215, № 5097, p. 147—149.
141. *MacDonald G. A.* Igneous rocks in geology of Bikini and nearby atolls. — *U. S. Geol. Surv., Prof. Papers*, 1954, 260-A, p. 120—124.
142. *Magnetic anomalies caused by two dimensional structure. Their computation by digital computers and their interpretation.* Columbia Univ. Tech. Rept., 1962. 187 p. Auth.: J. R. Heirtzler, G. Peter, M. Talwani, E. G. Zurluch.
143. *Malahoff A., Woollard G. P.* Magnetic surveys over the Hawaiian Islands and their geologic implications. — *Pacific Sci.*, 1966, vol. 20, № 3, p. 265—311.
144. *Malahoff A., Woollard G. P.* Magnetic and tectonic trends over the Hawaiian Ridge. — In: *The Crust and Upper Mantle of the Pacific Area.* Geophys. Monogr. 12, Amer. Geophys. Union, Washington, D. C., 1968, p. 241—276.
145. *Mason R. D., Raff A. D.* Magnetic survey off the west coast of North America, 32° N latitude to 42° N latitude. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1961, vol. 72, № 8, p. 1259—1266.
146. *Matthews D. H.* Lavas from an abyssal hill on the floor of the North Atlantic Ocean. — *Nature*, 1961, vol. 190, № 4771, p. 158—159.
147. *McManus D. A.* Blanco fracture zone, Northeast Pacific Ocean. — *Marine Geology*, 1965, № 3, p. 17—25.
148. *Menard H. W.* The East Pacific Rise. — *Science*, 1960, vol. 132, № 3441, p. 1737—1746.
149. *Menard H. W.* The deep-ocean floor. — *Sci. Amer.*, 1969, vol. 221, № 3, p. 127—136.
150. *Menard H. W.* Growth of drifting volcanoes. — *J. Geophys. Res.*, 1969, vol. 74, № 20, p. 4827—4837.
151. *Mid-Atlantic ridge near 43° N latitude.* — *J. Geophys. Res.*, 1969, vol. 74, № 12, p. 3069—3081. Auth.: J. D. Phillips, R. P. Thompson, R. P. Von Herzen, V. T. Bowen.
152. *Morgan W. J.* Convection plumes in the lower mantle. — *Nature*, 1971, vol. 230, № 5288, p. 42—43.
153. *Morgan W. J.* Deep mantle convection plumes and plate motions. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1972, vol. 56, № 2, p. 203—213.
154. *Morgan W. J., Grant F.* High speed calculation of gravity and magnetic profiles across two-dimensional bodies having an arbitrary cross-section. — *Geophys. Prosp.*, 1963, vol. 11, № 1, p. 10—15.
155. *Nayudu Y. R.* Origin of seamount terraces and guyots, as suggested by the petrographic evidence, from Gobb and Bowie Seamounts, 10-th Pacific Sci. Congr. Abs., Honolulu, Hawaii, 1961. 382 p.
156. *Nayudu Y. R.* A new hypothesis for origin of guyots and seamount terraces. — In: *The Crust of the Pacific Basin*, Amer. Geophys. Union, Monogr., 1962, 6, p. 171—180.
157. *Opdyke N. D.* Paleomagnetism. — In: *The Sea*. Vol. 4, pt. 1, 1970, p. 157—182.
158. *Opdyke N. D., Hekinian R.* Magnetic properties of some igneous rocks from the Mid-Atlantic Ridge. — *J. Geophys. Res.*, 1967, vol. 72, № 8, p. 2257—2260.

159. *Ozima M., Ozima M., Kaneoka I.* Potassium-argon ages and magnetic properties of some dredged submarine basalts and their geophysical implications. — *J. Geophys. Res.*, 1968, vol. 73, № 2, p. 711—724.
160. *Phillips J. D., Forsyth D.* Plate tectonics, paleomagnetism and opening of the Atlantic. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1972, vol. 83, № 6, p. 1579—1600.
161. *Pitman W. C., Herron E. M., Heirtzler J. R.* Magnetic anomalies in the Pacific and sea floor spreading. — *J. Geophys. Res.*, 1968, vol. 73, № 6, p. 2069—2085.
162. *Pratt R. M.* Great Meteor seamount. — *Deep-Sea Res.*, 1963, vol. 10, № 1—2, p. 17—25.
163. *Pratt R. M.* Atlantic continental shelf and slope of the United States. Physiography and Sediments of the Deep-Sea Basin. — *U. S. Geol. Surv., Prof. Paper*, 1968, 529-B. 44 p.
164. *Press F., Ewing M.* Magnetic anomalies over oceanic structures. — *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1952, vol. 33, № 3, p. 180—185.
165. *Raff A. D., Mason R. G.* Magnetic survey off the west coast of North America, 40° N to 52° N latitude. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1961, vol. 72, № 8, p. 1267—1270.
166. *Raitt R. W.* Seismic refraction studies of Bikini and Kwajalein atolls. — *U. S. Geol. Surv., Prof. Paper*, 1954, 260-K, p. 507—527.
167. *Richards M. L., Vacquier V., Van Voorhis G. D.* Calculations of the magnetization of uplifts from combining topographic and magnetic surveys. — *Geophysics*, 1967, vol. 32, № 4, p. 678—707.
168. *Rikitake T.* The distribution of magnetic dip in Ooshima (Oo-sima) Island and its change that accompanied the eruption of volcano Mihara. — *Bull. Earth Res. Inst. Tokyo Univ.*, 1951, vol. 29, pt. 1, p. 161—181.
169. *Rikitake T.* On magnetization of volcanoes. — *Bull. Earth Res. Inst. Tokyo Univ.*, 1952, vol. 30, p. 71—81.
170. *Rikitake T., Hagiwara Y.* Magnetic anomaly over a magnetized circular cone. — *Bull. Earth. Res. Inst. Tokyo Univ.*, 1965, vol. 43, p. 509—527.
171. *Rittman A.* Volcanoes and their activity. N. Y., Wiley, 1962. 305 p.
172. *Robertson E. I.* Gravity survey in the Cook Islands. — *N. Z. J. Geol. Geophys.*, 1967, vol. 10, № 6, p. 1484—1498.
173. *Robertson E. I.* Gravity effects of volcanic island. — *Ibid.*, p. 1476—1484.
174. *Sato T., Mogi A.* Guyots found from the Marshall and East Caroline Ridges. — *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 1965, vol. 21, № 4, p. 139—147.
175. *Schaeffer R. M., Schwarz E. J.* The Mid-Atlantic Ridge near 45° N. Thermomagnetism of dredged samples of igneous rocks. — *Can. J. Earth Sci.*, 1970, vol. 7, № 2, pt. 1, p. 268—273.
176. *Schimke G. R., Bufo C. G.* Geophysical description of Pacific Ocean Seamount. — *J. Geophys. Res.*, 1968, vol. 73, № 2, p. 559—569.
177. *Shor G. G.* Reflection studies in the Eastern Equatorial Pacific. — *Deep-Sea Res.*, 1959, vol. 5, № 4, p. 283—289.
178. *Shor G. G., Pollard D. D.* Mohole site selection studies north of Maui. — *J. Geophys. Res.*, 1964, vol. 69, № 8, p. 1627—1637.
179. *Shurbet G. L., Worzel J. L.* Gravity anomalies associated with seamounts. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1955, vol. 66, № 6, p. 777—782.
180. *Standart J. C.* Submarine geology of the Tasman Sea. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1961, vol. 72, № 12, p. 1777—1788.
181. *Stearns H. T.* Geology of the Hawaiian Islands. *Div. Hydrogr. Bull.*, 1946, vol. 8, p. 106.
182. *Talwani M.* Computation with the help of a digital computer of magnetic anomalies caused by bodies of arbitrary shape. — *Geophysics*, 1965, vol. 30, № 5, p. 794—817.
183. *Talwani M., Eldholm O.* Boundary between continental and ocean crust at the margin of rifted continents. — *Nature*, vol. 230, № 5288, p. 573—579.
184. *Three non-magnetic seamounts of Iberia Coast.* — *Quart. J. Geol. Soc. Ld.*, 1964, vol. 120, pt. 4, № 480, p. 477—517. Auth.: M. Black, M. Hill, A. Laughton, D. Matthews.

185. Tomoda Y., Ozawa K., Segawa J. Measurements of gravity and magnetic field on board a cruising vessel. — Bull. Ocean. Res. Inst. Univ., Tokyo, 1968, № 3, p. 1—169.
186. *Über die Struktur der Großen Meteor-Bank nach seismischen Ergebnissen.* — «Meteor» Forschungsergeb., 1970, R. C, № 3, S. 48—64. Auth.: K. Aric, H. Hirschleber, H. Menzel, W. Weigel.
187. Uchupi E., Emery K. O. Structure of continental margin of Atlantic Coast of United States. — Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1967, vol. 51, № 2, p. 223—234.
188. Uchupi E., Phillips J. D., Prada K. E. Origin and structure of the New England Seamount Chain. — Deep-Sea Res., 1970, vol. 17, № 3, p. 483—494.
189. Uyeda S., Richards M. Magnetization of four Pacific Seamounts near the Japanese Islands. — Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ., 1966, vol. 44, pt. 1, p. 179—213.
190. Vacquier V. A machine method for computing the magnitude and the direction of magnetization of a uniformly magnetized body from its shape and a magnetic survey. — Proc. Benedum Earth Magnetism Symp., 1962. Univ. Pittsburgh Press, 1962, p. 123—137.
191. Vacquier V., Uyeda S. Paleomagnetism of Nine seamounts in the Western Pacific and of three volcanoes in Japan. — Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ., 1967, vol. 45, pt. 3, p. 815—848.
192. Van Voorhis G. D., Walczak J. E. Summary of magnetization computations for Kelvin Seamount. — U. S. Naval Oceanogr. Office, 1963, vol. 5, p. 31—38.
193. Vine F. J., Matthews D. H. Magnetic anomalies over oceanic ridges. — Nature, 1963, vol. 199, № 4897, p. 947—949.
194. Volcanic rocks of seamounts and islands. — Nature, 1964, vol. 209, № 4949, p. 318—323. Auth.: B. H. Baker et al.
195. Walczak J. E. A marine magnetic survey of the New England seamount chain. — U. S. Naval Oceanogr. Office, 1963, vol. 5, p. 39—46.
196. Whitmarsh R. P. Interpretation of long range sonar records obtained near the Azores. — Coll. repr. Nat. Inst. Oceanogr. Worley, England, 1971, vol. 19, № 830, p. 19—26.
197. Wilson J. T. Pattern of uplifted islands in the main Pacific Ocean basins. — Science, 1963, vol. 139, № 3555, p. 592—594.
198. Wilson J. T. A new class of faults and their bearing on continental drift. — Nature, 1965, vol. 207, № 4995, p. 343—347.
199. Wilson J. T. Transform faults, oceanic ridges and magnetic anomalies southwest of Vancouver Island. — Science, 1965, vol. 150, № 3695, p. 482—485.
200. Wiseman J. D. H., Hall G. P. D. Two recently discovered features on the floor of the Indian Ocean: Andrew Tablemount and David Seeknoll. — Deep-Sea Res., 1956, vol. 3, № 4, p. 262—265.
201. Woodward D. J. Gravity and magnetic anomalies over the underwater Hunter Guyot Tasman Sea. — N. Z. J. Geol. Geophys., 1964, vol. 7, № 3, p. 117—125.
202. Woollard G. P., Daugherty K. I. Collecting, processing and geophysical analysis of gravity and magnetic data. Gravity Gradients, associated with sea-floor topography. Hawaii Inst. Geophys., 1970. 183 p.
203. Watkins N. D. Paleomagnetism of the Canary Islands and Madeira. — Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1973, vol. 32, № 3, p. 249—267.
204. Yokoyama J. Geomagnetic anomaly of volcanoes with relation to their subterranean structure. — Bull. Earth Res. Inst. Tokyo Univ., 1957, vol. 35, № 2, p. 48—53.

ИБ № 1496

РАИСА МИХАЙЛОВНА ДЕМЕНИЦКАЯ,
АЛЕКСАНДР МИХАЙЛОВИЧ ГОРОДНИЦКИЙ,
ВАЛЕРИЙ ДМИТРИЕВИЧ КАМИНСКИЙ,
ЭДУАРД МАТВЕЕВИЧ ЛИТВИНОВ

ПОДВОДНЫЕ ГОРЫ

Редактор издательства Э. М. Бородянская. Обложка художника А. И. Бородина. Техн. редактор Н. П. Старостина. Корректор Н. Д. Баримова. Сдано в набор 29.12.77. Подписано в печать 05.06.78. М-18137. Формат 60×90^{1/16}. Бумага тип. № 1. Гарнитура литературная. Печать высокая. Печ. л. 10^{1/4}. Уч.-изд. л. 10,98. Тираж 1000 экз. Заказ № 22/486. Цена 1 р. 70 к. Издательство «Недра». Ленинградское отделение. 193171, Ленинград, С-171, ул. Фарфоровская, 2. Ленинградская типография № 2 Ленуприздата. 192104, Ленинград, Литейный пр., 55.

1 р. 70 к.

2642