

Глава 2. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ДНА ОКЕАНА

Исследование геологического строения дна океана несравненно более сложная задача, чем исследование геологии суши, поскольку геологические объекты в океане скрыты от глаз исследователя мощной водной оболочкой. Отсутствие непосредственного контакта с изучаемыми объектами обусловили основную особенность морских геолого-геофизических исследований. Эта особенность состоит в предшествующем применении комплекса геофизических методов, по результатам которого выявляются интересующие объекты и проводится их геологическое опробование. Ниже будут рассмотрены основные геофизические и геологические методы и средства, применяемые в настоящее время при исследовании дна океана.

2.1. Геофизические методы

Комплекс основных геофизических методов, применяемых в настоящее время при исследовании геологического строения дна океана, включает промер глубин, сейсмические методы, гравиметрию, магнитометрию и термометрию.

Промер глубин

Рельеф поверхности Земли отражает многие черты тектоники и геологического строения, как на континентах, так и в океанах. Важнейшая информация об особенностях геологического строения дна океана может быть получена при анализе его рельефа. Однако, в отличие от континентов, где детальные сведения о рельефе территорий были известны со времен их освоения, история изучения рельефа дна океана насчитывает не более полутора столетий. До 20-х годов прошлого века определение глубин в океане проводилось с помощью лота, что требовало больших затрат времени. Такой способ измерения глубин не мог обеспечить необходимой детальности исследований. Достаточно отметить, что расстояние между точками измерения глубин по промерным профилям в океане исчислялось, как правило, десятками, а иногда и сотнями километров. Тем не менее, с применением этих простейших средств были выявлены и обследованы многие крупнейшие морфоструктуры дна Мирового океана.

С изобретением эхолота и внедрением его в практику морских исследований производительность промерных работ многократно возросла. Принцип работы эхолота основан на измерении времени прохождения в водной толще отраженного от дна акустического сигнала. Скорость звука в воде принимается, обычно, равной 1500 м/с. Первые образцы эхолотов были достаточно примитивны. Промер глубин с их использованием мог проводиться только при остановке судна. Однако уже к началу тридцатых годов XX века были созданы эхолоты, позволяющие вести непрерывный промер глубин на ходу судна. Именно с использованием таких приборов в течение последующих десятилетий был получен огромный объем данных эхолотного промера, позволивший подготовить и издать подробные батиметрические карты на весь Мировой океан. Пример записи, полученный одним из таких эхолотов, приведен на рис.2.1.

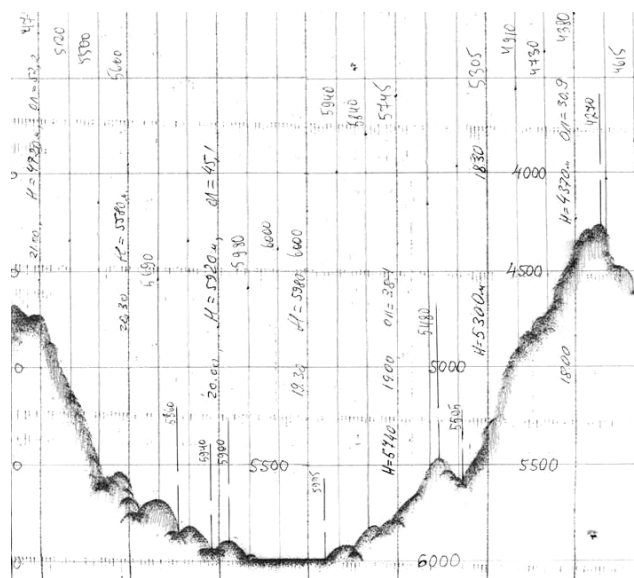


Рис.2.1. Пример эхограммы, полученной при пересечении северного окончания Курило-Камчатского желоба в 1986 г. с борта НИС «Вулканолог» глубоководным эхолотом WD-110M.

Для оперативной оценки глубин по эхолотным записям обычно принимают скорость звука в воде равной 1500 м/с. При обработке эхограмм с целью более точного определения абсолютных значений глубин используют сведения о скорости звука в воде с учетом гидрологических условий на различных глубинах (температуры, солености и т.п.) для конкретного региона и времени года.

Существенным недостатком обычных эхолотов является их достаточно широкая диаграмма направленности при излучении и приеме акустического сигнала. Это приводит к значительным искажениям изображений форм рельефа на участках со сложным строением дна (рис.2.2). Изображения положительных форм рельефа растягиваются в горизонтальном направлении. При этом резкие «изломы» отражающих границ ведут к образованию дифрагированных волн. В результате одновременного прихода отраженных и дифрагированных волн от разных участков границы на записях формируются сложные зоны интерференции. Еще сильнее искажаются размеры и форма отрицательных форм рельефа. На соответствующих изображениях уменьшаются не только горизонтальные, но, в ряде случаев, и вертикальные размеры этих морфоструктур, вплоть до их полного исчезновения. При этом записи на эхограмме осложняются зонами интерференции, обусловленными одновременным приходом волн, отраженных от различных участков границы. На рис. 2.1 эти искажения можно проследить в виде пересекающихся участков записи. Искажающее влияние возрастает с увеличением расстояния между приемно-излучающей системой и отражающей границей, т.е. с увеличением глубины океана.

Для устранения этого недостатка были созданы узколучевые эхолоты, диаграмма направленности которых имели растровый основной максимум не более первых градусов. Однако эти эхолоты требовали ориентации приемно-излучающей системы по астрономической вертикали, что в условиях надводного судна можно было осуществить лишь с применением достаточно сложных технических средств. Поэтому узколучевые эхолоты не нашли широкого применения в практике океанографических исследований.

Кроме эхолотов, измеряющих глубины непосредственно под судном, для изучения морфологических особенностей морского дна были разработаны акустические приборы, получившие название гидролокаторы бокового обзора. В отличие от эхолота, гидролокатор бокового обзора производит сканирование морского дна в стороне от движущегося судна, ортогонально направлению профиля. При этом получают информацию не только о мелких формах рельефа, но, иногда, и сведения об особенностях геологического строения морского дна. Такой пример приведен на рис. 2.3. На записи гидролокатора, полученной в пределах шельфовой террасы, видны участки дна, покрытые осадками (светлые участки в верхней части рисунка), а также отпрепарированные морской абразией выходы коренных пород, осложненные пликативными и дизъюнктивными тектоническими нарушениями.

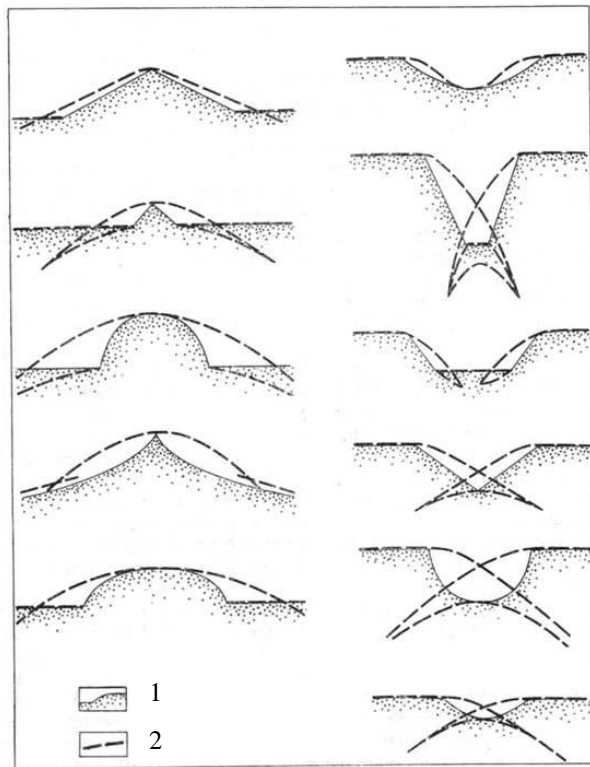


Рис.2.2. Иллюстрация эффектов искажения эхолотных записей на различных формах рельефа.

1 – истинный рельеф;

2 – форма рельефа на записи эхолота.

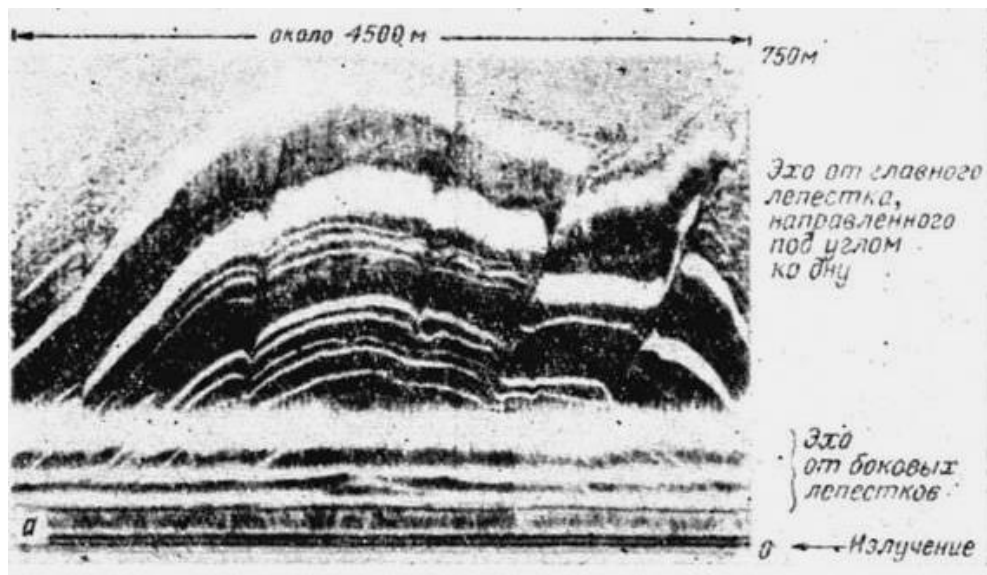


Рис.2.3. Пример записи гидролокатора бокового обзора.

С помощью гидролокаторов бокового обзора можно получить лишь качественную, в лучшем случае – полуколичественную информацию об амплитудах неровностей морского дна. Тем не менее, эти приборы получили широкое применение при исследовании мелководных акваторий (до 200 – 300 м), хотя были разработаны гидролокаторы бокового обзора и для больших глубин, порядка 5000 – 6000 м.

В настоящее время наиболее совершенными приборами для изучения рельефа дна океана являются многолучевые эхолоты. Они позволяют получить количественную информацию о глубинах морского дна в широкой полосе по ходу судна с построением батиметрической



Рис.2.4. Схема работы многолучевого эхолота.

карты. Схема работы многолучевого эхолота показана на рис.2.4.

В многолучевых эхолотах гидроакустическая антенна излучает и отдельно принимает акустические сигналы по множеству (180 и более) узких секторов (лучей). По времени прихода отраженного от дна сигнала по каждому из лучей и углу наклона луча вычисляет-

ся истинная глубина точки отражения и ее положение относительно судна. Лучи веером расходятся от излучателя по нормали к оси судна и позволяют производить батиметрическую съемку дна широкой полосой до 3-х и более глубин, т.е. при глубине 5000 м картируется полоса шириной около 15000 м.

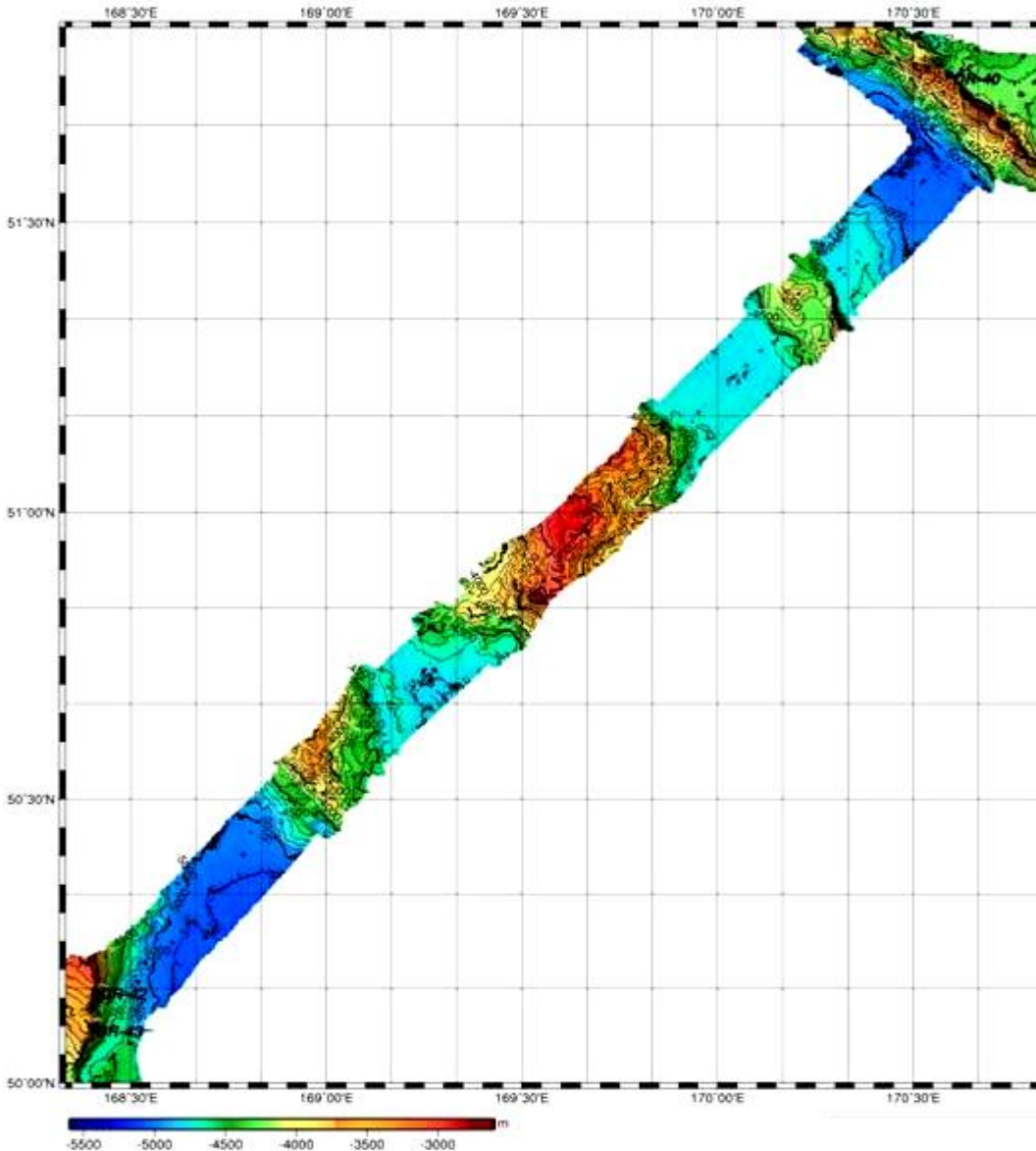


Рис.2.5. Иллюстрация работы многолучевого эхолота.

Примерный профиль отработан в северо-западной части Тихого океана с борта немецкого научно-исследовательского судна «Зонне» в 2009 г.

На рис.2.5 представлены результаты промера глубин по профилю, отработанному летом 2009 г. в районе северного окончания подводного Императорского хребта немецким научно-исследовательским судном «Зонне» с применением многолучевого эхолота. Из рисунка видно, что при работе с таким эхолотом за один проход судна промером глубин охватывается полоса шириной порядка 12 – 15 км.

Применение многолучевых эхолотов, по сравнению с обычными (однолучевыми), позволяет многократно сократить затраты судового времени при детальном площадном исследовании рельефа морского дна. При этом получают более достоверные сведения о форме, размерах и других морфологических особенностях изучаемых форм рельефа, особенно на участках дна, отличающихся сложным расчлененным рельефом. Для сравнения на рис.2.6 приведены две батиметрические карты на район подводного вулкана Пийпа (Командорская котловина Берингова моря). Первая из них (рис.2.6 а) получена в 1986 году в резуль-

тате промера обычным эхолотом по сети профилей с межгалсовым расстоянием порядка 1 км. На проведение этих работ было потрачено более двух недель судового времени. Летом 2009 года в этом же районе с борта немецкого научно-исследовательского судна «Зонне» были проведены промерные работы с применением многолучевого эхолота (рис.2.6 б). По времени они заняли меньше суток.

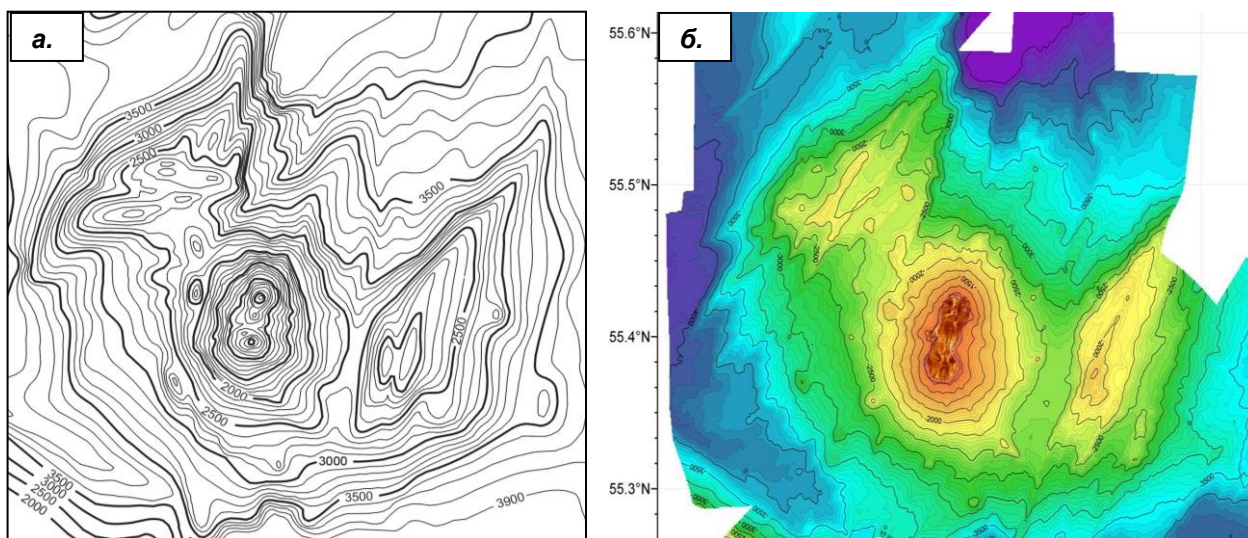


Рис.2.6. Батиметрические карты на район подводного вулкана Пийпа (Берингово море):
 а – построенная по данным промера, выполненного обычным (однолучевым) эхолотом;
 б – полученная с применением многолучевого эхолота.

При сравнении этих двух карт можно сделать заключение: несмотря на сходство в очертаниях крупных форм рельефа, батиметрическая карта, полученная с применением многолучевого эхолота, отличается большей детальностью и, вероятно, более достоверно отражает размеры и форму морфоскульптурных элементов этого вулканотектонического сооружения.

Сейсмические методы

При изучении структуры земной коры, как на континентах, так и в океанах ведущая роль принадлежит сейсмическим методам. В отличие от континентов, океанская земная кора имеет незначительную мощность (6 – 8 км) и достаточно простое строение. Под мало-мощным (обычно, сотни метров) осадочным чехлом (1-й океанский слой) залегают изверженные породы основного состава – базальты (2-й океанский слой), мощностью 1.5-2 км, которые, в свою очередь, подстилаются интрузивными магматическими породами основного состава – габбро (3-й океанский слой), мощностью 4.5 – 5 км. Подошва 3-го океанского слоя соответствует подошве океанской земной горы – границе Мохоровичича. Еще глубже, под границей Мохоровичича, залегают ультраосновные породы верхней мантии.

Сейсмические методы для изучения океанской земной коры разрабатывались с учетом особенностей ее строения и наличия покрывающей водной оболочки. Мощность осадочного чехла океана и его слоистую структуру изучают главным образом методом отраженных сейсмических волн, а информацию о строении океанской коры под осадками получают из данных метода преломленных волн. Эти, наиболее широко применяемые в настоящее время при изучении океанского дна методы в их океанографической модификации были разработаны в 50-е и в начале 60-х гг. прошлого века М. Юингом и его коллегами из Ламонтской геологической обсерватории, М. Н. Хиллом из Кембриджского университета, Р. Райттом и Дж. Шором из Скриппсовского института. В течении последующих лет аппаратура, методика и техника морских сейсмических исследований в океане постоянно совершенствовались, но основные принципы проведения этих работ практически не изменились. Кратко рассмотрим их основные характеристики.

Метод НСП. При изучении осадочного чехла океанского дна наиболее широкое применение в практике океанографических исследований получил метод непрерывного сейсмического профилирования (НСП) в модификации центрального луча (рис.2.7). Этот метод реализуется на ходу судна, при скорости до 8-9 узлов (морских миль в час). В качестве излучателя упругих колебаний используются невзрывные источники:

- электроискровые, использующие энергию высоковольтного электрического разряда в воде;
- пневматические, использующие энергию сжатого под высоким давлением воздуха;
- газодетонационные, использующие энергию подрыва газовой смеси, обычно, кислорода и пропана.

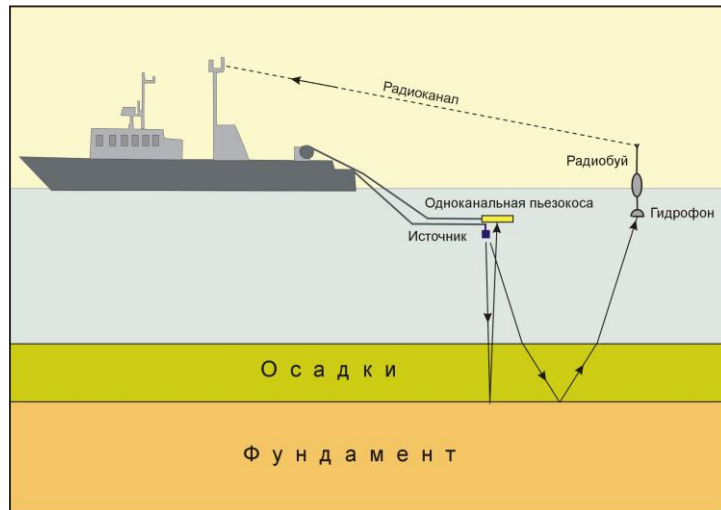


Рис.2.7. Схема проведения непрерывного сейсмического профилирования в модификации центрального луча, дополненного определением скорости звука в осадках с применением радиобуя.

Прием отраженных от дна и подстилающих границ сигнала в методе НСП производится на одноканальную пьезокосу, буксируемую в непосредственной близости от источника, т.е. при работах на больших глубинах приемник и источник упругих колебаний считаются совмещенными. При этом регистрируются только нормально отраженные от границ раздела упругие волны. Другие типы волн, образующихся при наклонном падении упругой волны на границу раздела (обменные, головные, рефрагированные и т.п.) на записях НСП отсутствуют. По сути, метод НСП напоминает эхолотный промер, при котором источник и приемник действительно совмещены. Различие лишь в преобладающей частоте зондирующего сигнала, и соответственно в глубине проникновения этого сигнала под морское дно. Преобладающая частота зондирующего сигнала в методе НСП составляет, обычно, 60-80 Гц. При этом глубинность метода при исследовании осадочного чехла достигает 1.5 – 2 км. Пример записи НСП, полученной с применением электроискрового источника в северо-западной части Тихого океана, приведен на рис.2.8.

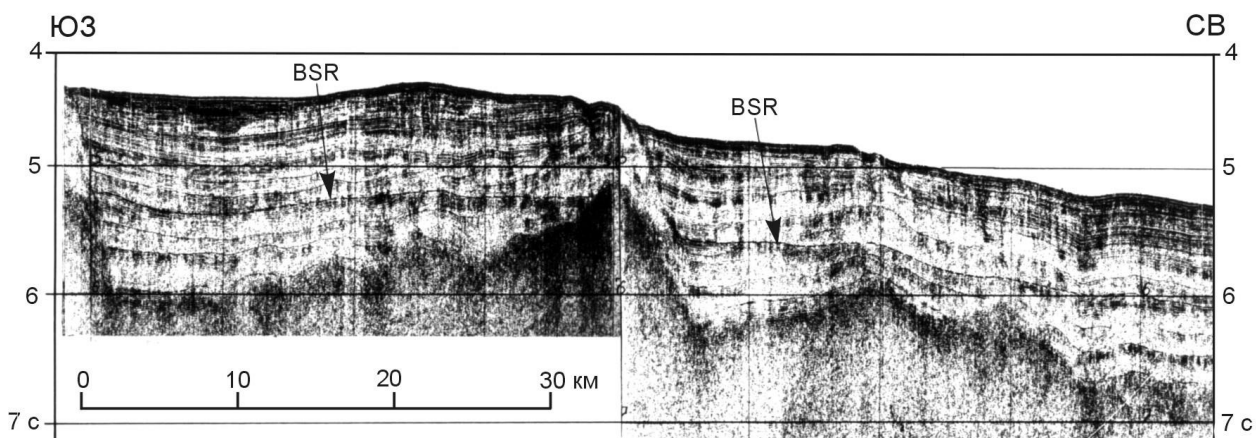


Рис.2.8. Пример временного разреза, полученного методом НСП с электроискровым источником в северо-западной части Тихого океана (на северо-восточном склоне возв. Обручева). На разрезе выделена граница типа BSR, имеющая диагенетическое происхождение (переход диатомовых глин в аргиллиты) (Селиверстов, 2009).

Важным достоинством метода НСП является исключительно высокая густота сети наблюдений, определяемая малым периодом срабатывания источника (обычно, от нескольких до первых десятков секунд), что обеспечивает возможность уверенной корреляции даже слабых отражающих границ и высокую пространственную разрешенность метода.

Именно с применением этого простого и надежного метода была подробно изучена структура осадочного чехла Мирового океана и установлены основные закономерности его формирования.

Недостатком метода НСП является отсутствие информации о скорости упругих волн в изучаемой толще осадков. Для получения этой информации метод НСП дополняют, где это необходимо, наблюдениями с радиобуем, позволяющими регистрировать отраженные при наклонном падении волны и получать их годографы (см. рис.2.7).

По мере внедрения в практику морских сейсмических исследований цифровых технологий, при обработке данных НСП стали применяться достаточно сложные алгоритмы обработки (миграция, деконволюция, веерная фильтрация и др.), что существенно улучшило качество получаемых записей и расширило возможности метода.

Многоканальное сейсмическое профилирование. В практике морских сейсмических исследований методом отраженных волн (МОВ) получили также широкое применение методы многоканальной сейсморазведки. Схема проведения этих работ показана на рис.2.9. Эти исследования применяются, в основном, при изучении акваторий с мощным осадочным чехлом, отличающимся сложным строением, а также при поисках и разведке месторождений нефти и газа. Имеются примеры удачного применения многоканальной сейсморазведки МОВ при исследовании не только осадочного чехла, но и более глубоких границ раздела океанской коры, в том числе ее подошвы – границы Мохоровичича.

В настоящее время при проведении многоканального сейсмического профилирования МОВ на акваториях применяются специализированные суда, оснащенные многоканальными (96 и более каналов) приемными устройствами, длина которых достигает 4 – 5 километров, мощными невзрывными (обычно, групповыми пневматическими) источниками возбуждения упругих колебаний, цифровыми сейсмическими станциями и высокопроизводительными компьютерами. На рис. 2.10 проиллюстрированы современные приборы и оборудование для проведения морской многоканальной сейсморазведки МОВ.

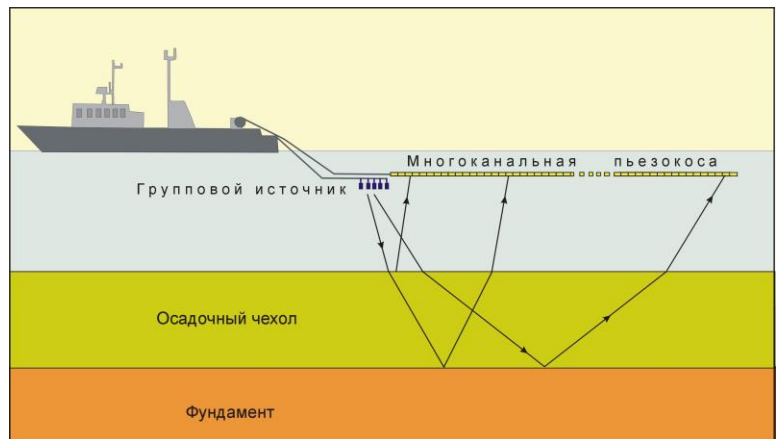


Рис.2.9. Схема проведения многоканального сейсмического профилирования методом отраженных волн.

Многоканальное сейсмическое профилирование МОВ обычно проводится по системе многократных перекрытий с суммированием сейсмических трасс по методике общей глубинной точки (ОГТ). Цифровая сейсмостанция должна обеспечивать регистрацию очень больших объемов информации в высоком темпе: записи многих десятков трасс выполняются каждые несколько секунд в течение многих часов и даже суток непрерывного движения судна. При этом процесс сейсмической записи должен быть жестко синхронизирован с работой источника колебаний и записью данных спутниковой интегральной навигационной системы.

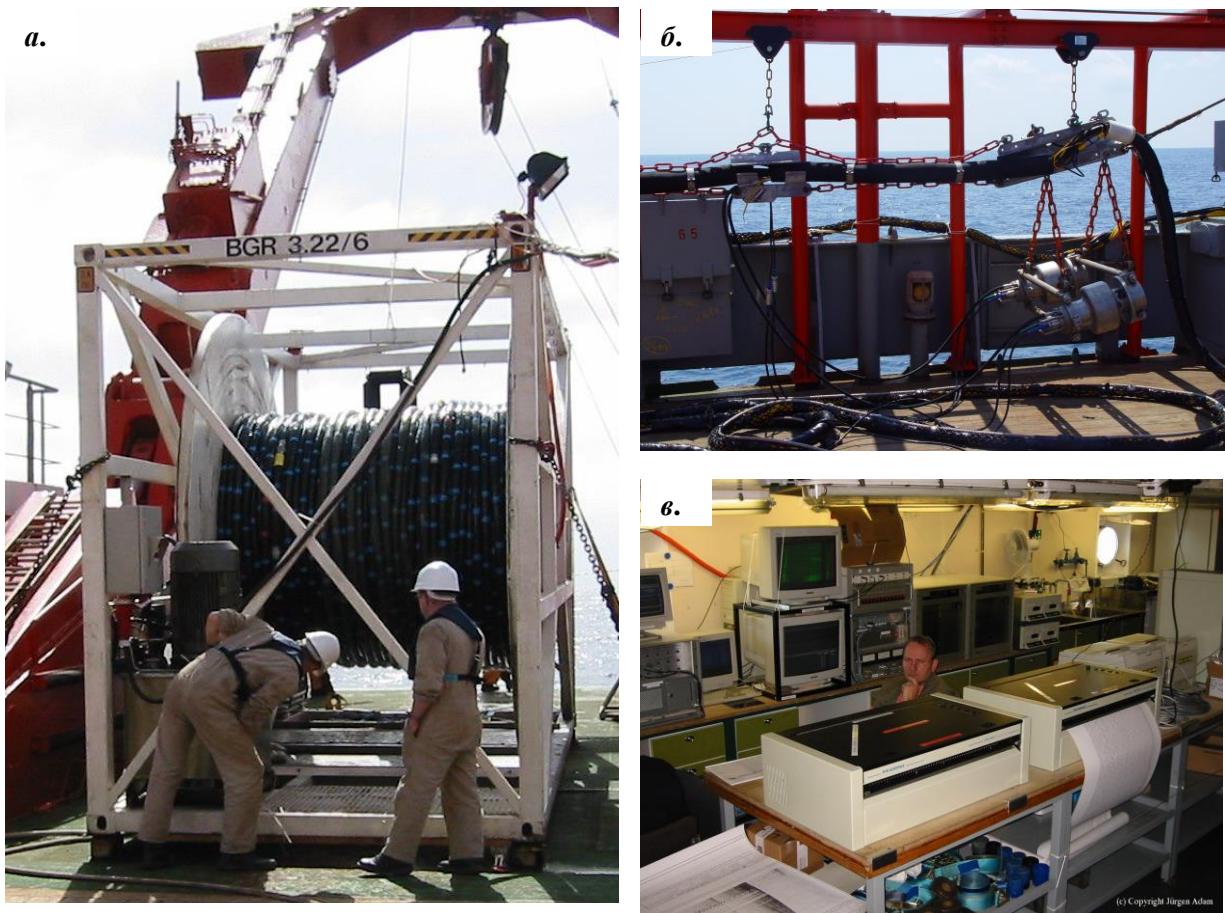


Рис. 2.10. Современные приборы и оборудование для проведения морских многоканальных сейсмических исследований методом отраженных волн:
а – многоканальное приемное устройство (пьезокоса);
б – пневматические излучатели;
в – судовой приемно-обрабатывающий комплекс.

Для воссоздания реального пространственного положения отражающих границ выполняются специальные преобразования волнового поля (миграция), позволяющие перейти от координат точек прихода волн на поверхности наблюдений к координатам глубинных точек отражения. Окончательные результаты обработки представляют в виде сейсмических изображений среды: временных и/или глубинных динамических разрезов. Пример такого разреза показан на рис.2.11.

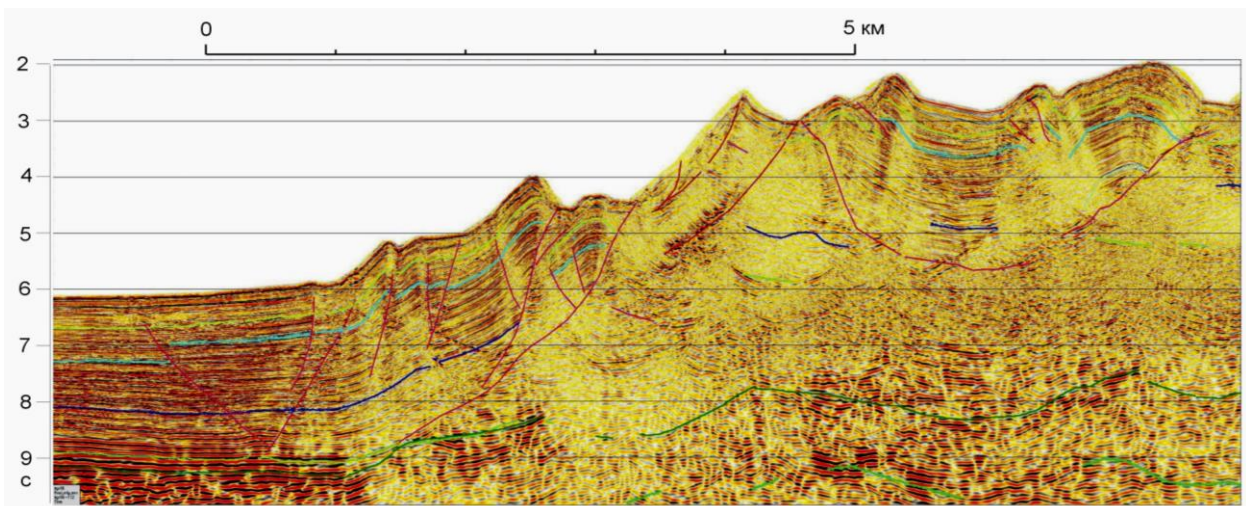


Рис.2.11. Пример разреза, полученного методом многоканального сейсмического профилирования по методике общей глубинной точки.

Метод преломленных волн (МПВ). Методика и техника исследований методом преломленных волн для изучения структуры земной коры в океане была разработана и применена в середине 50-х годов прошлого века Р. Райттом и Дж. Шором из Скриппсовского института.

Первоначально исследования МПВ проводились с применением двух судов: излучающего судна, проводящего взрывы по мере продвижения по профилю, и неподвижного приемного судна, оборудованного гидрофонами и приборами для приема и регистрации сейсмической информации.

Позднее эта методика была значительно усовершенствована, что позволило проводить исследования с применением одного судна, движущегося по профилю с излучателем упругих колебаний (рис.2.12). Вместо приемного судна стали применять радиобуи, оснащенные гидрофонами и радиопередатчиками. Сейсмическая информация принимается гидрофоном радиобуя и, после необходимых преобразований, передается на борт движущегося судна по радиоканалу.

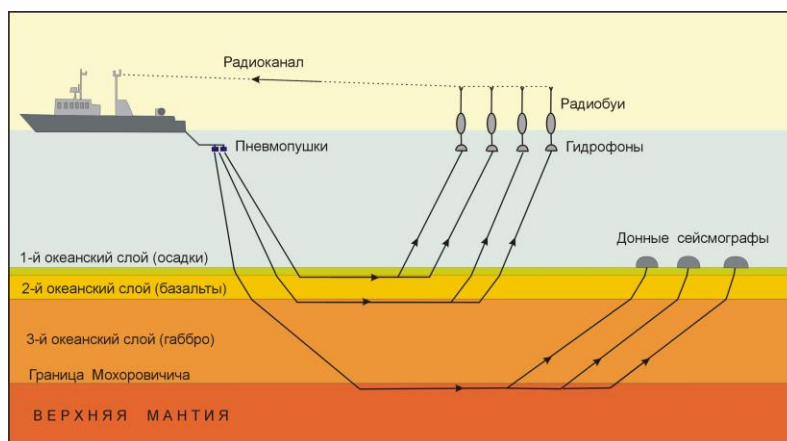


Рис.2.12. Схема проведения морских исследований методом преломленных волн.

Регистрации слабых сейсмических колебаний на значительных удалениях от судна производится системой донных сейсмографов, оборудованных 3-х компонентными сейсмоприемниками и выносными гидрофонами. На смену взрывным источникам пришли мощные пневмопушки (суммарным объемом 120 и более литров), излучающие низкочастотные (порядка 5-7 Гц) импульсы. Такая методика проведения работ получила название глубинное сейсмическое зондирование (ГСЗ). Она позволяет уверенно регистрировать головные волны, возникающие на границах раздела океанской земной коры, в том числе под ее подошвой, и получать годографы протяженностью десятки и даже первые сотни километров.

Гравиметрические исследования

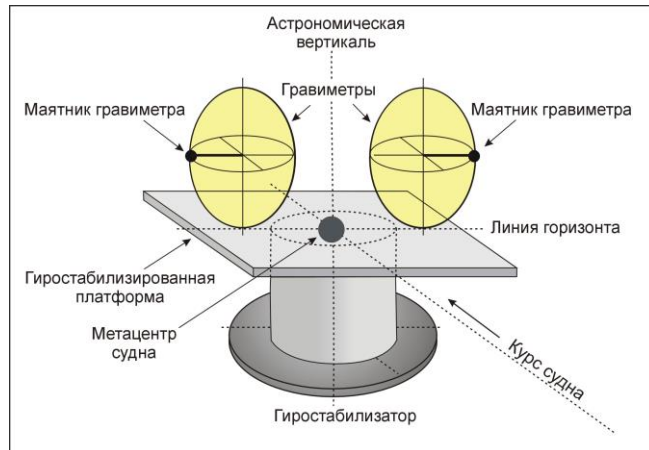
Первые измерения ускорения силы тяжести в океане были проведены в 20-х годах прошлого века голландским ученым Ф. Венинг-Мейнесом. Эти исследования проводились на подводных лодках маятниковыми гравиметрами. Эта методика морских гравиметрических исследований применялась на протяжении трех последующих десятилетий.

В 50-х годах XX века предпринимались попытки применения маятниковых гравиметров на надводных судах, однако, ввиду невысокой точности, такие измерения на надводных судах не нашли дальнейшего применения.

В конце 50-х – начале 60-х годов прошлого века при проведении гравиметрических исследований на надводных судах начали применять гравиметры, датчики которых являлись маятниками второго рода (напоминали сейсмографы Голицына). Чувствительные элементы этих гравиметров выполнялись из кварцевого стекла или специальных сплавов. Такие гравиметры уже применялись при наземных исследованиях. На надводном судне для устранения влияния качки гравиметры устанавливали на гиросtabilизированную платформу, а чувствительную систему сильно демпфировали, погружая ее в вязкую жидкость. Именно этот способ измерения ускорения силы тяжести на надводных судах получил дальнейшее развитие и применяется до настоящего времени.

В отличие от суши, морские гравиметрические исследования имеют ряд особенностей. Надводные суда в любой точке Мирового океана находятся на поверхности геоида. Поэтому в измеренные значения гравитационного поля нет необходимости вводить поправку за высоту пункта наблюдения: измеренные значения соответствуют ускорению силы тяжести в редукции Фая. При вычислении гравитационного поля в редукции Буге вводится поправка Проя, согласно которой водная толща как бы замещается горными породами, имеющими плотность, равную средней плотности верхней части земной коры (2.67 г/см^3). При вводе этой поправки необходимы детальные сведения о рельефе морского дна в районе исследований, точно так же, как и при вычислении гравитационного поля в редукции Буге на суше необходимы детальные сведения о рельефе изучаемой территории.

Измерения ускорения силы тяжести на надводном судне проводятся на фоне ускорений, вызванных волнением моря и качкой судна, которые по величине на несколько порядков превышают значения изучаемых гравитационных аномалий. Для уменьшения уровня помех, вызываемых возмущающими переменными ускорениями и наклонами, чувствительную систему морских гравиметров сильно демпфируют, помещая ее в вязкую жидкость или используя другие способы демпфирования. Гравиметры устанавливаются на гиросtabilизированной платформе, обеспечивающей стабильное положение гравиметров относительно астрономической вертикали и линии горизонта. Кроме того, весь измерительный гравиметрический комплекс стараются разместить как можно ближе к метacentру судна, соответствующего центру вращения судна при бортовой и килевой качке. Для компенсации остаточных горизонтальных ускорений гравиметры на платформе устанавливают парами, с противоположной ориентацией маятников (рис.2.13). Для более полного исключения остаточных влияний возмущающих ускорений и наклонов измеряют их величины с помощью специальных приборов (акселерометров, наклономеров) и вводят необходимые поправки.



2.13. Принципиальная схема гравиметрического измерительного комплекса на надводном судне.

При измерении ускорения силы тяжести на подвижном основании (на судне или самолете) необходимо учитывать возникающее при таком движении ускорение силы Кориолиса (эффект Этвеша). Для его устранения в измеренные значения вводится соответствующая поправка, величина которой зависит от азимута движения судна, его скорости и географической широты. Максимальных значений эта поправка достигает в экваториальной зоне при широтном направлении движения судна.

Наборные гравиметры применяются для региональных профильных наблюдений, мелко-масштабных и среднemasштабных площадных съёмок с использованием опорной сети гравиметрических пунктов у берега или в портах стоянки, иногда – в пределах акваторий.

Современные морские гравиметры (отечественные – «ГРИН-2000», «Чекан-АМ», и зарубежные – «LaCoste & Romberg» и др.) в комплексе с использованием высокоточной спутниковой навигации обеспечивают точность съёмки в условиях открытого океана порядка $0.1 - 0.5 \text{ мГл}$.

Анализ аномального гравитационного поля акваторий океана позволяет установить некоторые особенности геодинамики и геологического строения его дна.

Аномальное гравитационное поле океана в редукции Фая при расчлененном рельефе дна в значительной мере отражает его рельеф, в том числе даже сравнительно небольшие (по-

рядка нескольких десятков – первых сотен метров) формы рельефа. После осреднения аномалий Фая по достаточно большой площади (порядка 100 – 200 км в поперечнике) получают характеристики поля, которые свидетельствуют о состоянии изостатического равновесия земной коры, т.е. являются показателем современной геодинамической активности. Большая часть дна Мирового океана характеризуется изостатическим равновесием, т.е. близкими к нулевым значениями величинами изостатических аномалий. Но имеются и другие примеры. Так, высокоамплитудные отрицательные аномалии в редукции Фая (порядка -200 – -300 мГл) сопровождают практически все глубоководные желоба, в общем, отражая рельеф дна. После их осреднения здесь по-прежнему сохраняются значительные по величине отрицательные аномалии, свидетельствующие о нарушении изостатического равновесия земной коры в районе глубоководных желобов. Менее значительные по величине (первые десятки мГл) положительные изостатические аномалии характерны для срединно-океанских хребтов, подводных возвышенностей и некоторых глубоководных котловин окраинных морей.

Аномальное гравитационное поле в редукции Буге в океанах характеризуется высокими положительными значениями, порядка первых сотен мГл, в отличие от континентов, где оно, как правило, принимает отрицательные значения. Аномалии в редукции Буге определяются распределением плотности в подстилающих породах. Чем ближе к поверхности дна залегают породы с высокой плотностью, например, ультраосновные породы мантии, тем большее положительное значение имеет аномальное поле в редукции Буге. Т.е. аномальное гравитационное поле в редукции Буге связано обратной зависимостью с глубиной залегания границы Мохоровичича, и, соответственно, может быть использовано для оценки мощности земной коры. Так, в пределах северо-западной части Тихого океана для этих целей часто используют регрессивное уравнение, предложенное В.Ю. Косыгиным и В.И. Исаевым:

$$H(\Delta g_B) = 33 - 0.06 \cdot \Delta g_B$$

где $H(\Delta g_B)$ – мощность земной коры, в км;

Δg_B – аномальное гравитационное поле в редукции Буге, в мГл.

Необходимо отметить, что подобные уравнения выводятся эмпирически, на основе сопоставления данных гравиметрии и глубинного сейсмического зондирования для конкретного региона или структурно-тектонической зоны. Так, для срединно-океанских хребтов отмечаются пониженные значения аномального поля в редукции Буге. Но это не означает, что мощность земной коры здесь увеличивается. Для таких районов необходимо свое регрессивное уравнение, основанное на сопоставлении аномального гравитационного поля с данными глубинного сейсмического зондирования.

Геомагнитные исследования

Геомагнитные методы исследований широко применяются при изучении геологического строения дна океана. Они основаны на выявлении и изучении аномалий геомагнитного поля, возникающего вследствие неодинаковой намагниченности горных пород, слагающих океанское дно.

Магнитное поле Земли характеризуется пятью элементами земного магнетизма (рис.2.14):

T – полный вектор напряженности магнитного поля;

H – горизонтальная составляющая полного вектора – проекция вектора T на горизонтальную плоскость;

Z – вертикальная составляющая полного вектора – проекция вектора T на вертикальную ось z ;

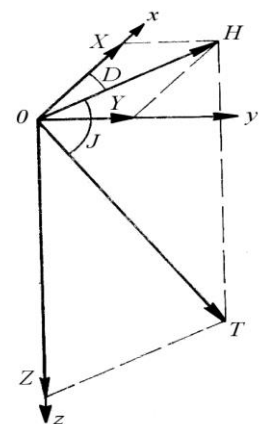


Рис.2.14. Элементы земного магнетизма.

D – магнитное склонение – угол между горизонтальной составляющей H и направлением на географический север x ;

J – магнитное наклонение – угол между вектором напряженности геомагнитного поля T и его горизонтальной составляющей H .

Полный вектор напряженности магнитного поля Земли образован суммой нескольких составляющих:

$$T = T_D + \Delta T_M + \Delta T_P + \Delta T_L + \delta T$$

где: T_D – дипольная составляющая геомагнитного поля;

ΔT_M – материковые аномалии;

ΔT_P – региональные аномалии;

ΔT_L – локальные аномалии;

δT – вариации геомагнитного поля.

Дипольная составляющая геомагнитного поля T_D дает основной вклад в его структуру. Поэтому ее называют также главным магнитным полем Земли. Согласно современным представлениям (гипотезе «магнитного динамо»), дипольная составляющая обусловлена замкнутыми вихревыми токами во внешнем ядре Земли. Преобладающее направление этих токов в настоящее время таково, что силовые линии магнитного поля выходят из-под поверхности Земли в южном полушарии и уходят под ее поверхность в северном полушарии (рис.2.15), т.е. с точки зрения физики в окрестностях северного и южного географических полюсов Земли находятся, соответственно, южный и северный магнитные полюса.

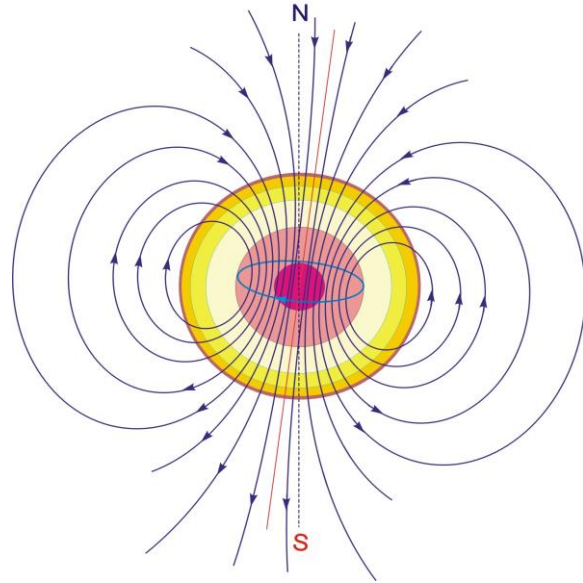


Рис.2.15. Структура главного магнитного поля Земли.

Однако принято называть магнитные полюса по наименованию близлежащих географических полюсов.

Ось магнитного диполя не совпадает с осью вращения Земли, отклоняясь от нее на угол около 11° , при этом расстояние между одноименными магнитными и географическими полюсами составляет около полутора тысяч километров.

Материковые аномалии ΔT_M нарушают стройную структуру дипольного магнитного поля, образуя несколько аномальных областей, сопоставимых по размерам с материками (отсюда их название). Происхождение материковых аномалий связывают с электродинамическими процессами, обусловленными конвекцией вещества во внешнем жидком ядре. Сумма дипольной составляющей T_D и материковых аномалий ΔT_M соответствует понятию *нормального магнитного поля* Земли. Карта изодинам напряженности нормального поля Земли по состоянию на 1975 г. представлена на рис.2.16.

Региональная (ΔT_P) и локальная (ΔT_L) составляющие геомагнитного поля обязаны своим происхождением намагниченности горных пород, слагающих земную кору. Сумма этих составляющих соответствует понятию *аномального магнитного поля*. Именно аномальное магнитное поле является предметом магнитометрических исследований при изучении геологического строения земной коры на континентах и в океанах.

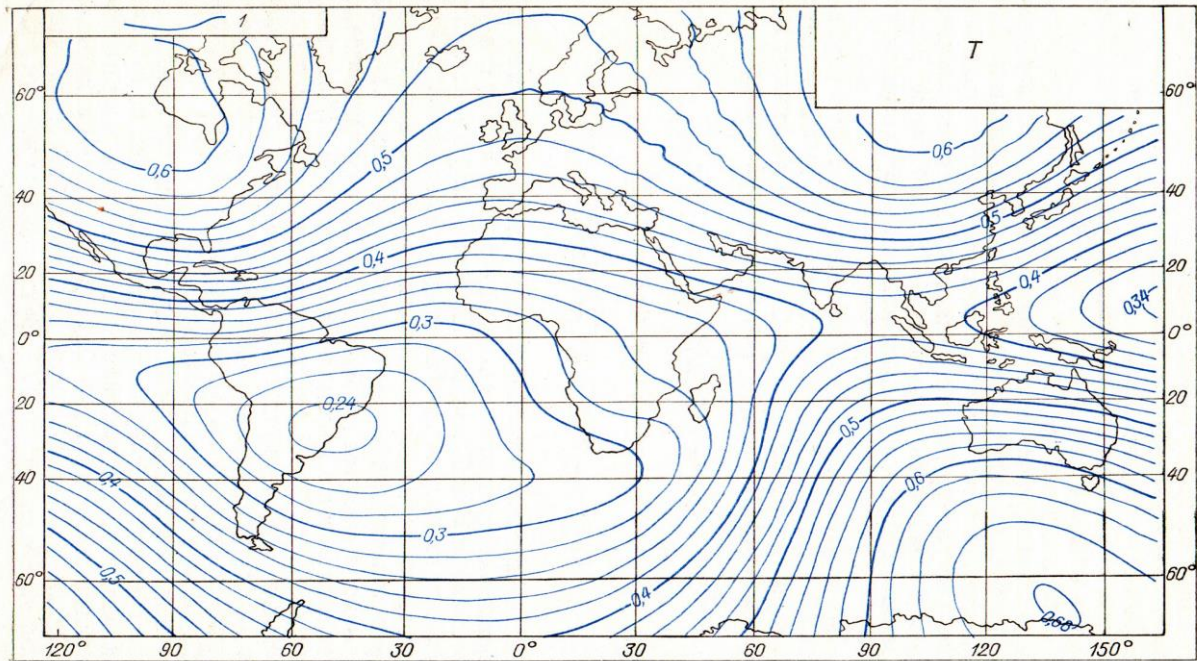


Рис.2.16. Карта изодинам напряженности нормального магнитного поля Земли по состоянию на 1975 г., в Эрстедах (Логачев, Захаров, 1979).

Вариации геомагнитного поля (δT). Магнитное поле Земли крайне нестабильно во времени. Различают четыре вида изменений напряженности магнитного поля Земли во времени, получивших название вариаций геомагнитного поля:

- вековой ход – медленные, на протяжении десятилетий, изменения напряженности геомагнитного поля, проявляющиеся также в постепенном изменении положения магнитных полюсов относительно географических и миграции материковых аномалий в западном направлении (западный дрейф);
- сезонные вариации – слабая зависимость напряженности магнитного от времени года (высоты солнцестояния);
- суточные вариации – существенная зависимость напряженности магнитного поля от времени суток, обусловленная деформацией земной магнитосферы потоком заряженных частиц, излучаемых Солнцем;
- магнитные бури – резкие, значительные по величине изменения напряженности магнитного поля, обусловленные значительным увеличением потока заряженных частиц, излучаемых Солнцем, и их воздействием на магнитосферу Земли.

При вычислении аномального магнитного поля его вариации необходимо учитывать и устранять путём ввода соответствующих поправок. Обычно, для их определения в районе исследований или вблизи него устанавливают магнитовариационные станции, ведущие постоянное измерение изменений напряженности магнитного поля в период проведения работ.

Инверсии геомагнитного поля. При изучении остаточной намагниченности магматических и осадочных горных пород различного возраста было установлено, что в геологической истории Земли многократно происходили изменения полярности геомагнитного поля, соответствующие резкой смене знака ее магнитных полюсов. С точки зрения гипотезы «магнитного динамо» (о природе главного магнитного поля Земли), такая смена полярности магнитных полюсов могла быть связана со сменой на противоположное преобладающего направления вихревых токов во внешнем ядре Земли. К настоящему времени установлено, что инверсии геомагнитного поля происходили, по крайней мере, на протяжении последнего миллиарда лет геологической истории Земли.

На рис.2.17 (слева) представлена шкала инверсий геомагнитного поля для последних 170 миллионов лет (со среднеюрского времени). Темными и светлыми полосками на этой шкале выделены палеомагнитные эпохи прямого (соответствующего современному) и обратного направления вектора напряженности главного магнитного поля Земли. На этом же рисунке (справа) представлена более подробная шкала инверсий геомагнитного поля для последних 5 миллионов лет (для плиоцен-четвертичного времени), из которой видно, что палеомагнитные эпохи, как правило, содержат более кратковременные эпизоды инверсий геомагнитного поля.

Геомагнитные аномалии в океанах связаны с намагниченностью горных пород, содержащих ферромагнитные минералы. Дно океана сложено магматическими породами основного состава, содержащими, как правило, значительное количество этих минералов. При этом, в формировании наиболее интенсивных магнитных аномалий дна океана основная роль принадлежит термоостаточной намагниченности, возникающей в горячих горных породах, содержащих ферримагнитные минералы, при их остывании ниже точки Кюри – температуры, ниже которой проявляются ферромагнитные свойства минералов. Для большинства ферромагнитных минералов точка Кюри заключена в диапазоне температур 400 – 700 °С. Магнитная восприимчивость горных пород в окрестностях точки Кюри, и, соответственно, величина термоостаточной намагниченности во много раз превышают магнитную восприимчивость и намагниченность пород при обычных температурах. Интенсивная термоостаточная намагниченность возникает, например, при застывании магмы основного состава и дальнейшем остывании сформированных базальтов или габбро. Термоостаточная намагниченность не исчезает при охлаждении горной породы, сохраняя при этом направление вектора напряженности геомагнитного поля, существовавшего во время ее формирования.

В 1961 г. сотрудники Scripps Institution of Oceanography Р. Мейсон, А.Д. Рафф и В. Вакье при обработке результатов магнитной съемки северо-восточной части Тихого океана открыли знакопеременные полосовые магнитные аномалии, ориентированные параллельно оси срединно-океанского хребта и проявляющие свойство исключительной правильной симметрии относительно этой оси. Позднее подобные аномалии были обнаружены в пределах других срединно-океанских хребтов, а также на акваториях практически всего Мирового океана.

В 1963 г. сотрудники Кембриджского университета Ф. Вайн и Д. Мэтьюз выдвинули смелую гипотезу о том, что симметричные знакопеременные магнитные аномалии на склонах

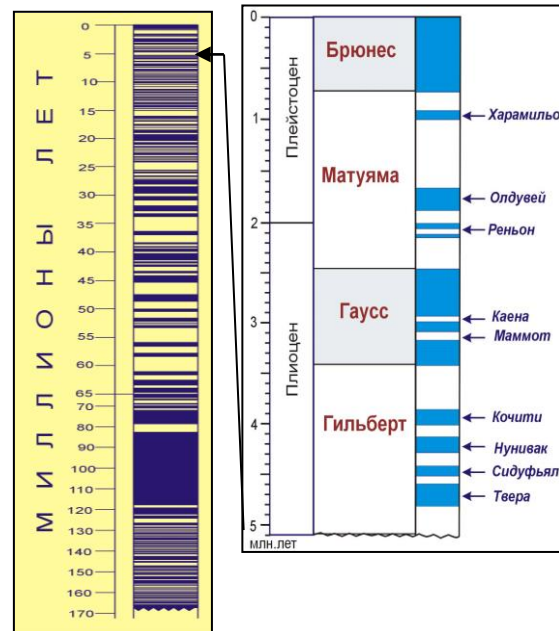


Рис.2.17. Шкала инверсий геомагнитного поля для последних 170 млн. лет (слева) и, более подробно, для последних 5 млн. лет (справа).

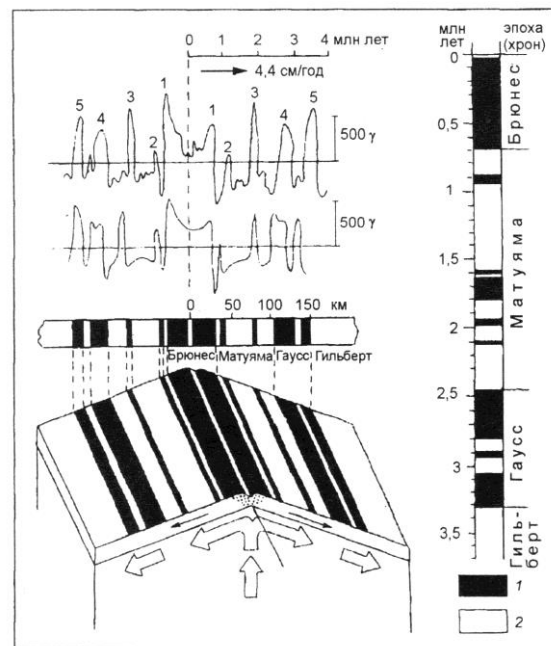


Рис.2.18. Симметричная система линейных магнитных аномалий на пересечении Восточно-Тихоокеанского поднятия. 1,2 – полярности: 1 – прямая, 2 – обратная.

срединно-океанских хребтов обусловлены термоостаточной намагниченностью магматических пород, возникшей под воздействием знакопеременного (в результате инверсий) геомагнитного поля в осевых зонах срединно-океанских хребтов, с их последующим смещением по обе стороны от хребта в процессе спрединга океанского дна. На рис.2.18 проиллюстрирован процесс формирования таких аномалий в пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия.

Гипотеза Ф. Вайна и Д. Метьюза получила убедительное подтверждение, в том числе по данным глубоководного бурения, и в настоящее время является важнейшим инструментом оценки возраста океанского дна до бурения. Результаты ее применения проиллюстрированы на двух последующих рисунках.

На рис.2.19 представлена схема возраста дна Мирового океана, составленная в 70-х годах прошлого века на основе интерпретации линейных магнитных аномалий, дополненной данными глубоководного бурения.

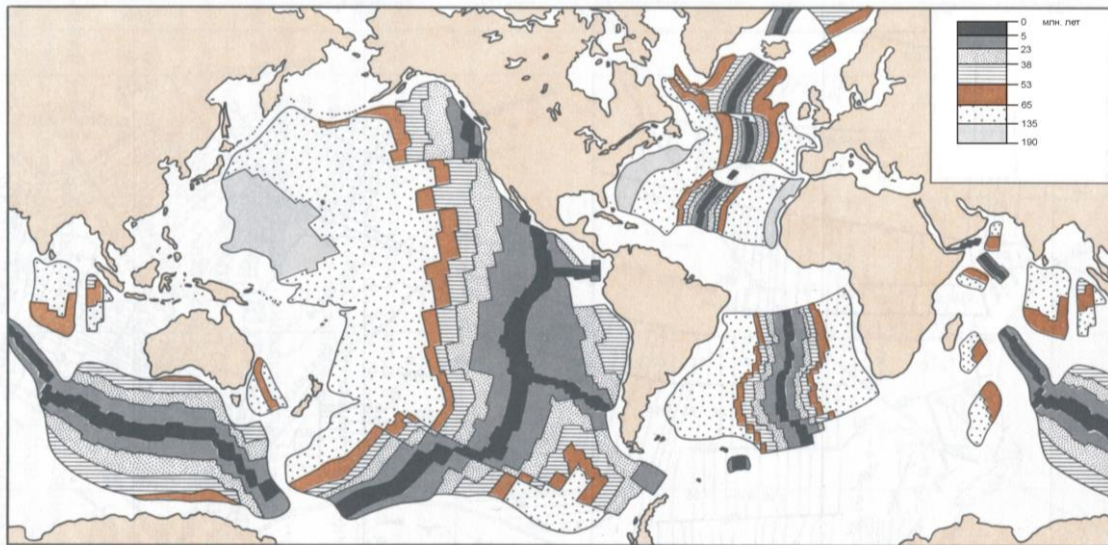


Рис.2.19. Возраст дна Мирового океана, установленный на основе изучения линейных магнитных аномалий и данных глубоководного бурения (по данным *Pitman et al., 1974*).

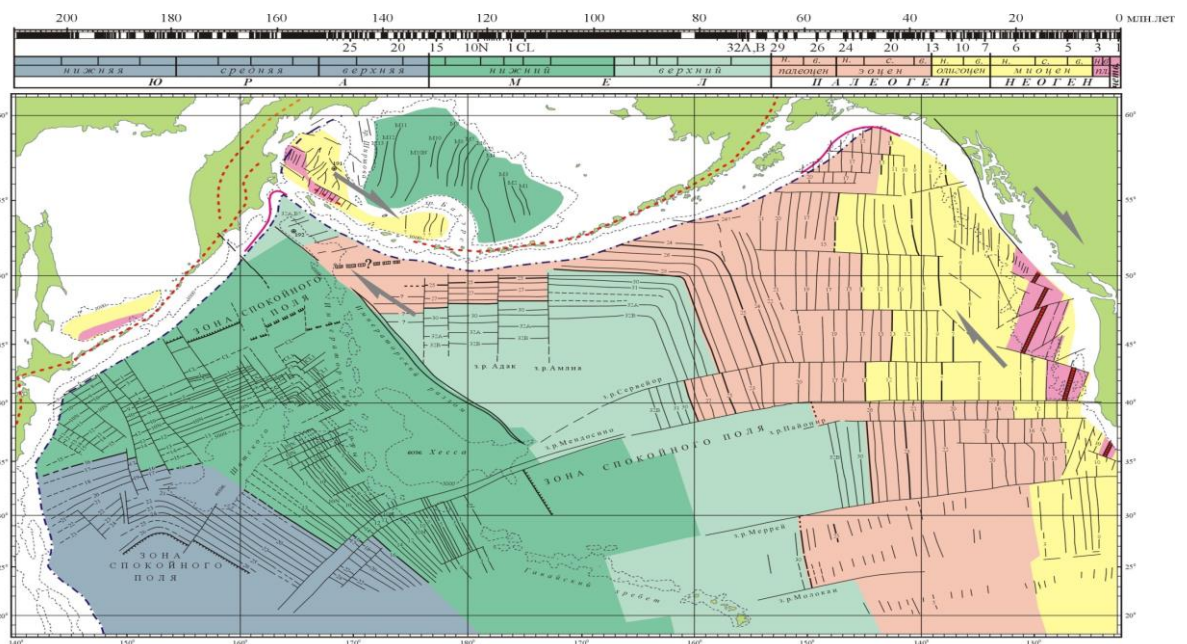


Рис.2.20. Линейные магнитные аномалии и возраст дна северной части Тихого океана. В верхней части рисунка показаны шкала инверсий магнитного поля и геохронологическая шкала (по данным *Hilde et al., 1976*, с дополнениями автора).

На рис.2.20 представлена схема идентифицированных линейных магнитных аномалий дна северной части Тихого океана и оценка его возраста по шкале инверсий геомагнитного поля (приведена в верхней части рисунка).

Методика морских геомагнитных исследований. В настоящее время исследование аномального геомагнитного поля в пределах морей и океанов обычно проводится путем выполнения гидромагнитной съёмки, которая ведется на ходу судна буксируемыми магнитометрами. Для этих целей применяют протонные или квантовые магнитометры, обладающие достаточно высокой чувствительностью и точностью измерений (порядка 1 нТл). При этом измеряется модуль полного вектора напряжённости геомагнитного поля. Магнитометр размещают в немагнитной герметичной гандоле и буксируют на кабель-тросе на расстоянии 2-3 длины судна для снижения влияния его магнитной массы. Это влияние зависит также от азимута движения судна. Поэтому для более полного учета и устранения влияния магнитной массы судна перед началом съёмки предварительно проводят специальные методические работы, состоящие в измерении напряжённости поля в одной и той же точке при ее прохождении судном по различным азимутам. На основании полученных измерений получают величину девиационной поправки, зависящей от направления движения судна.

Глубины океана оказывают осредняющее влияние на измеренные значения напряжённости поля и затрудняют выделение локальных источников магнитных аномалий дна океана. Поэтому при больших глубинах океана данные гидромагнитных съёмок при необходимости дополняют измерениями напряжённости геомагнитного поля непосредственно у поверхности дна океана, которые, как правило, выполняются протонными магнитометрами, помещёнными в специальные контейнеры.

Учёт вариаций геомагнитного поля производится по данным автономных буйковых или донных магнитовариационных станций с протонными или квантовыми датчиками, которые предварительно устанавливаются в районе исследований

Для вычисления аномального магнитного поля из наблюдаемых значений вычитают значения нормального геомагнитного поля, вычисляемого по единой международной аналитической модели магнитного поля Земли. Результаты мелкомасштабных съёмок представляют чаще всего в виде карт графиков, при крупномасштабных съёмках – в виде карт изодинам.

Геотермические исследования в океане

Тепловой поток. Важной характеристикой термического состояния земной коры и верхней мантии является тепловой поток Земли. Тепловой поток – это количество энергии, поступающей из земных недр в единицу времени через единицу площади, или мощность этой энергии, поступающей через единицу площади. Единица измерения теплового потока в системе СИ – Вт/м², но чаще применяют более мелкую единицу – мВт/м². Среднее значение теплового потока как на суше, так и в океанах примерно одинаково и составляет около 60 мВт/м², отклоняясь от него не более чем в 5 – 7 раз. Постоянство средних тепловых потоков суши и океанов при резком отличии мощностей континентальной и океанской земной коры свидетельствует о различии в тепловом режиме и строении земной коры и верхней мантии этих геоструктурных элементов. Поэтому аномалии тепловых потоков, т.е. отклонения от установленных средних потоков, несут информацию об особенностях строения и земной коры, и верхней мантии.

В теории термометрии получена следующая формула для расчета теплового потока:

$$q = \lambda \cdot \Gamma - \sigma \cdot c \cdot v \cdot T,$$

где q – тепловой поток; Γ – температурный градиент;
 λ – теплопроводность горных пород;

σ , c , v , T – соответственно, плотность, теплоёмкость, скорость конвекции и температура теплоносителя.

Приведенное выше уравнение учитывает два различных механизма переноса тепла. Первый член уравнения ($\lambda \cdot \Gamma$) соответствует кондуктивному (молекулярному) механизму теплопереноса, второй член ($\sigma \cdot c \cdot v \cdot T$) – конвективная составляющая переноса тепла.

На большей части дна океана господствуют условия стационарного теплообмена, при которых конвекционной составляющей можно пренебречь, т. е. тепловой поток определяется только теплопроводностью пород и температурным градиентом. Таким образом, тепловой поток в пределах океанов может быть рассчитан через измеренные на некоторой разности глубин температуры и теплопроводность горных пород или осадков.

Измерения теплового потока на суше начали проводиться в 30-х годах прошлого века. Эти исследования проводились в наземных скважинах. Они затруднялись тем, что при бурении скважин нарушалось естественное тепловое равновесие, и для его восстановления требовалось значительный период времени, как правило, не менее десятикратного периода бурения. В те времена геофизики полагали, что тепло земных недр в основном генерируется энергией радиоактивного распада и должно быть пропорционально толщине земной коры. Соответственно, под океанами «поток тепла» должен быть значительно ниже, поскольку океаническая кора в 5-7 раз тоньше континентальной и состоит к тому же из базальтов, существенно менее радиоактивных, чем породы континентальной земной коры.

Первые измерения теплового потока в океане выполнил английский геофизик Эдвард Буллард. В 1954 г. он со своими коллегами измерил тепловой поток на дне Тихого и Атлантического океанов, при этом оказалось, что тепловой поток в океанах такой же, как на континентах. Оставалось допустить, что тепловой поток в океанах идет непосредственно из мантии. Дальнейшие исследования показали, что значения теплового потока закономерно уменьшаются с удалением от осей срединно-океанских хребтов, т.е. зависят от возраста океанской литосферы.

Методика измерений. Подавляющая часть дна океана покрыта слоем рыхлых, слабо консолидированных осадков. Кроме того, в отличие от суши, поверхность дна океана на глубинах более первых километров длительное время находится в условиях сравнительно стабильных температур, благодаря которым в приповерхностных слоях осадков установилось термодинамическое равновесие с более глубокими горизонтами горных пород. Термодинамическое равновесие означает постоянство теплового потока по разрезу морского дна, вплоть до его поверхности. Т.е. измеренные в приповерхностном слое осадков значения теплового потока характеризуют поток тепла из более глубоких горизонтов земной коры.

Тепловой поток через дно океана вычисляется по простой формуле:

$$q = \lambda \cdot \Gamma,$$

где Γ – температурный градиент в осадках,
 λ – теплопроводность осадков.

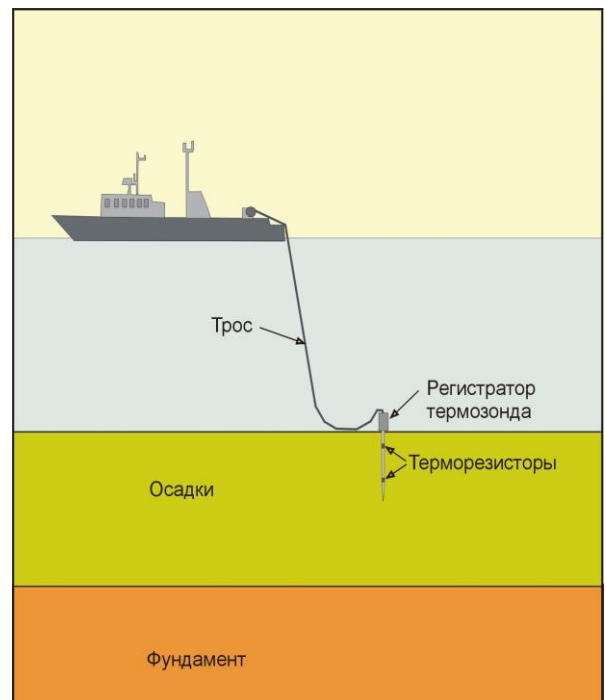


Рис.2.21. Схема измерения геотемпературного градиента на дне океана.

Для измерения температурного градиента в осадках океанского дна применяют термоградиентометры (термозонды). Схема измерения показана на рис.2.21. Термозонд состоит из тонкого стержня (штыка) длиной 1.5 – 2 м, в котором размещены терморезисторы, и регистратора градиента температур. Термозонд опускается с борта судна на тонком тросе и под действием собственного веса погружает измерительный стержень с терморезисторами в верхний слой осадков. При внедрении стержня в осадок выделяется некоторое количество тепла, которое нарушает температурное равновесие. Но поскольку внедрение стержня в осадок происходит достаточно быстро (доли секунды), восстановление теплового равновесия также не требует много времени, как правило, достаточно 30 – 40 минут. В это время судно лежит в дрейфе и трос постепенно стравливается во избежание его натяжения и преждевременного извлечения прибора. После выдержки на дне, гарантирующей достижение теплового равновесия, прибор поднимается на борт судна. На полученной записи (рис.2.22) прослеживаются: спуск прибора (нулевые значения градиента температур); резкий всплеск, обусловленный входением зонда в осадок; последующее снижение температурного градиента с выходом на асимптоту, что указывает на достижение термозондом теплового равновесия; резкие всплески, связанные с извлечением термозонда из осадка; подъем прибора на борт судна (нулевые значения температурного градиента). Положение асимптоты на вертикальной оси термограммы соответствует измеренному значению температурного градиента. В приведенном примере (рис.2.22) температурный градиент составляет $0.06\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{м}$. При теплопроводности осадков $850\text{ мВт}/\text{м}^{\circ}\text{C}$ это значение соответствует величине теплового потока $51\text{ мВт}/\text{м}^2$.

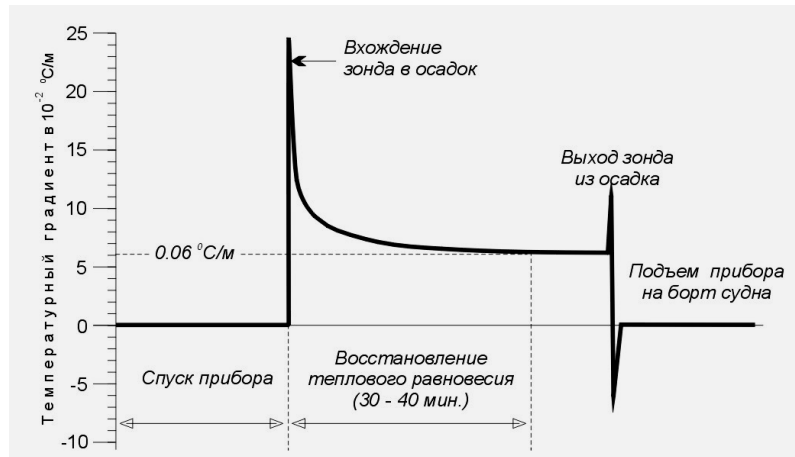


Рис.2.22. Пример записи термоградиентометра.

Теплопроводность пелагических осадков дна океана заключена в достаточно узких пределах: $700 - 1200\text{ мВт}/\text{м}^{\circ}\text{C}$ составляя в большинстве случаев величину порядка $800 - 900\text{ мВт}/\text{м}^{\circ}\text{C}$. При этом ее величина, как правило, слабо меняется по латерали. Теплопроводность осадка измеряют в пробах, поднятых непосредственно в местах определения теплового потока, или принимают априорно, по измеренным в ближайших точках значениям. Часто пробы осадков отбирают непосредственно в точках измерения теплового потока небольшой грунтовой трубкой, закрепленной на корпусе термоградиентометра.

На рис.2.23 приведена фотография спуска термоградиентометра с борта судна, по которой можно судить о конструкции прибора и его размерах.



Рис.2.23. Спуск термоградиентометра на НИС «Вулканолог». 1988 г.

Техника измерения теплового потока в океанах гораздо проще и производительнее, чем на суше. Но она предполагает термодинамическое равновесие верхнего слоя неконсолидированных осадков с более глубокими слоями земной коры. Это равновесие иногда нарушается экзогенными процессами, такими, например, как гравитационно-оползневые процессы, деятельность мутьевых и суспензионных потоков обломочного материала. Особенно часто нарушение теплового равновесия отмечается вблизи зон перехода от континентов к океану. В таких районах при измерениях часто регистрируют близкие к нулю, и даже отрицательные значения температурного градиента, свидетельствующие о перемешивании верхнего слоя осадков.

К нарушению теплового равновесия приводит и проявление конвективной составляющей, обусловленной гидротермальной циркуляцией вод в осадках и горных породах дна океана. Современные гидротермальные процессы наиболее ярко проявляются в тектонически-активных зонах: в срединно-океанских хребтах, на склонах глубоководных желобов, вблизи трансформных разломов. Восходящие ветви гидротермальных систем, как правило, сопровождаются заметным увеличением температурного градиента в осадках, нисходящие ветви, напротив, снижают его значения.

Спутниковая альтиметрия

В 1957 году, после запуска в СССР первого искусственного Земли, началась эра дистанционных исследований Земли из космоса. Спутниковые снимки земной поверхности в различных диапазонах электромагнитных волн содержали ценную геологическую информацию. Однако эта информация относилась, в основном, к геологии суши. Лишь с появлением к началу 80-х годов XX века систем точного позиционирования искусственных спутников Земли были разработаны методы дистанционного исследования, имеющие большое значение для изучения формы геоида, аномалий гравитационного поля и рельефа дна в пределах Мирового океана. Это методы спутниковой альтиметрии, основанные на высокоточном (до первых сантиметров) измерении положения невозмущенной поверхности Мирового океана с помощью установленных на спутниках радиолокаторов.

Невозмущенная поверхность Мирового океана, соответствующая поверхности геоида, является поверхностью равных значений гравитационного потенциала. Поэтому ее форма зависит от распределения плотности в нижележащих оболочках Земли. Гармонический анализ поля высот геоида на акватории Мирового океана позволяет изучать внутреннее строение Земли по его аномалиям. Если поле высот геоида разложить по сферическим функциям, то гармоники низшего порядка (2-4 порядка) отображают топографию границы ядро-мантия. Гармоники более высоких порядков (по мере возрастания), соответственно, отражают аномалии плотности в нижней мантии, верхней мантии и земной коре. Наиболее коротковолновые гармоники геоида (18-22 порядка) определяются, в основном, плотностными неоднородностями, обусловленными топографией дна океана.

Таким образом, модели высот геоида Мирового океана, построенные по данным спутниковых альтиметрических измерений, представляют собой прекрасный материал для изучения внутреннего строения Земли и рельефа дна океана. На рис.2.24 представлена одна из моделей высот геоида, отражающая рельеф дна Мирового океана. В малоисследованных районах такие модели отражают еще неоткрытые формы рельефа, подсказывая наиболее перспективные районы дальнейших исследований. Судовые исследования рельефа дна Мирового океана подтвердили существование неизвестных ранее абиссальных холмов, подводных хребтов и отдельных вулканических гор, выявленных по данным спутниковой альтиметрии. В настоящее время наиболее полная база данных по подводным горам Тихого океана, созданная на основе анализа данных спутниковой альтиметрии, содержит информацию о примерно 150 000 подводных гор высотой более 1 км.

Использование данных, полученных различными системами спутниковой альтиметрии, позволяет на значительной части акватории Мирового океана обеспечить определение

аномалий силы тяжести с точностью около 5 мГал и разрешением не хуже 20 км, т.е. в ряде случаев позволяет исключить необходимость выполнения трудоемкой и дорогостоящей площадной гравиметрической съемки в океанах и вполне может рассматриваться в качестве альтернативного источника информации для картографирования аномалий силы тяжести в масштабе 1:1000000 с сечением 10 мГал.

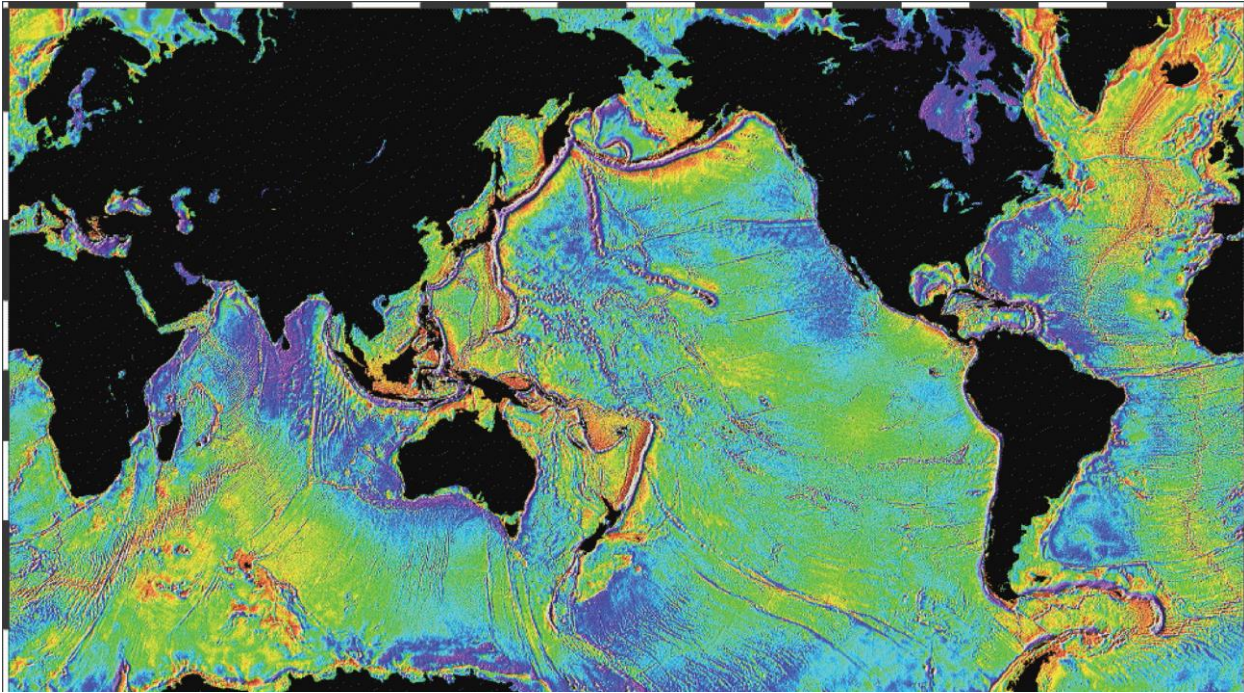


Рис.2.24. Карта рельефа дна Мирового океана, рассчитанного по данным спутниковой альтиметрии (Smith, Sandwell, 1994).

Исследования с применением спутниковой альтиметрии, в том числе – мониторинг положения поверхности Мирового океана, нашли также широкое применение при решении многих задач океанологии, гляциологии и климатологии.

2.2. Геологические методы

Простейшие методы и средства

На протяжении многих десятилетий исследований в океане геологическое опробование дна вели и продолжают вести с помощью дночерпателей, драг и грунтовых трубок.

Дночерпатель – это относительно несложное устройство, напоминающее грейфер, которое опускается на стальном тросе на дно в открытом состоянии и затем при подъеме закрывается, сохраняя внутри себя ненарушенный слой поверхностных осадков мощностью первые десятки сантиметров. Кроме дночерпателей грейферного типа, были разработаны коробчатые дночерпатели, позволяющие поднимать фрагменты морского дна с ненарушенной поверхностью площадью до первых квадратных метров.

Драга представляет собой отрезок металлической трубы большого диаметра с зубчатой передней кромкой, снабженный прочным сетчатым мешком (рис.2.25). Места драгирования и



Рис.2.25. Подъем драги на борт судна.

интервалы глубин пробоотбора, намечаются заранее, как правило, по данным геофизических исследований. При этом выбираются по возможности наиболее крутые уступы, лишённые осадочного чехла, где высока вероятность отбора коренных пород. Драга тащится на длинном тросе за судном на малом ходу по заранее намеченному маршруту и сдирает поверхностный слой осадков или коренные породы вместе с обитающими на них донными организмами и инородными включениями, такими, например, как материал ледового разноса.

Методика отбора геологических проб с применением драг и дночерпателей далека от совершенства. Часто ее справедливо сравнивают с попыткой исследования подобными средствами геологического строения Альп с борта вертолета, находящегося на высоте нескольких километров в условиях сплошной облачности. Тем не менее, с помощью этих простых приспособлений, которые до сих пор используются в океанографических исследованиях, были получены тысячи проб донных осадков и коренных пород практически со всех глубин, от нескольких десятков метров в прибрежной зоне до максимальных в глубоководных желобах.

Уже первые пробы показали, что осадки, покрывающие дно океана, не являются чем-то однородным, как это считалось ранее, а исключительно разнообразны по составу и имеют весьма сложную структуру.

Грунтовая трубка. Следующим шагом в исследовании океанского дна и его осадочного чехла стало применение в океанографических исследованиях прямооточных грунтовых трубок, которые позволяли в отличие от дночерпателей получать образцы не только поверхностных, как правило, современных, но и более древних осадков. Прямоточная грунтовая трубка представляет собой обычную стальную трубу, снабженную крышкой на верхнем конце и устройством для удержания осадка (так называемый ерш) на нижнем конце и утяжеленную цилиндрическими чугунными грузами. Трубка на стальном тросе с помощью лебедки с большой скоростью опускается на дно и за счет своего веса проникает в осадки. С помощью прямооточной ударной трубки удавалось поднять колонки грунта длиной до полутора – двух метров. Впервые прямооточная ударная грунтовая трубка была применена в экспедициях немецкого судна «Метеор» (1925 – 1927 гг.).

Со времени появления первой грунтовой трубки были разработаны различные ее модификации, в том числе поршневая грунтовая трубка, в которой колонка осадков «засасывается» в трубку при движении внутри нее поршня под действием натяжения троса и собственного веса трубки (рис.2.26). Поршневая грунтовая трубка была сконструирована Б. Кулленбергом в 1947 году и впервые применена в шведской океанографической экспедиции на судне «Альбатрос» (1947-1948 гг.). С помощью поршневых грунтовых трубок можно получить колонку осадков длиной до 15 – 20 м. В последние годы, благодаря усовершенствованной технологии удается достичь значительно

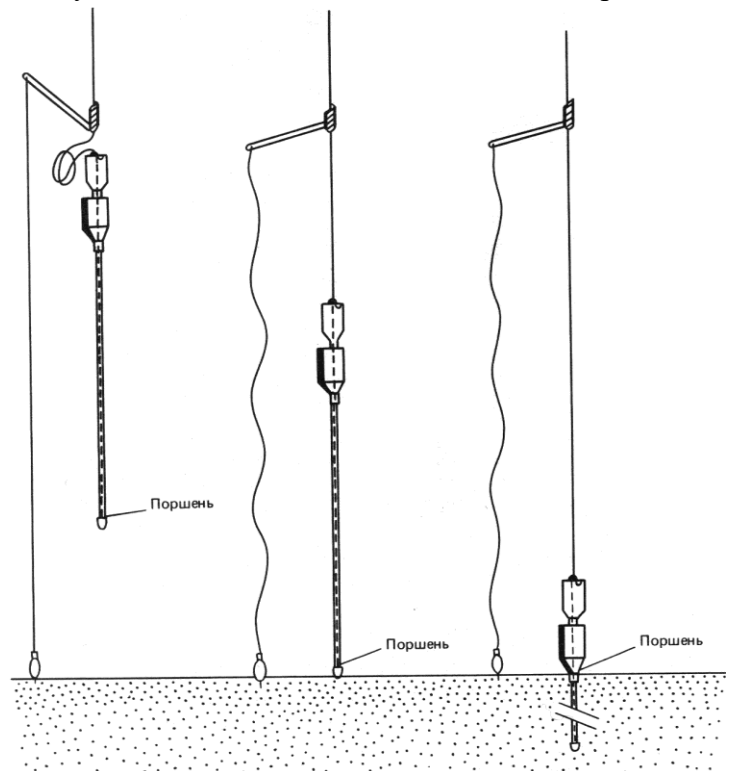


Рис.2.26. Схема применения поршневой грунтовой трубки.

благодаря усовершенствованной технологии удается достичь значительно

большого проникновения грунтовой трубки в осадки. Так французским ученым удалось получить в Индийском океане с помощью грунтовой трубки колонку осадков длиной более 50 м.

Опробование океанского дна с помощью грунтовых трубок позволило геологам заглянуть несколько глубже в историю развития океана. Тем не менее, полученная таким образом информация касалась осадков, возраст которых ограничивался, как правило, первыми десятками и сотнями тысяч лет, и, разумеется, не могла полностью удовлетворить геологов. Стало очевидным, что необходима новая технология изучения дна океана.

Глубоководное бурение

В конце 60-х годов XX века была открыта новая страница в изучении геологии дна океанов, которая продолжается до настоящего времени. В 1968 году буровое судно «Гломар Челленджер», построенное в США и специально оборудованное для бурения на больших глубинах, начало бурение своей первой скважины в Мексиканском заливе.

Для проведения бурения в глубоководных районах Мирового океана необходимо было решить ряд технических проблем, в том числе проблему позиционирования судна относительно скважины в условиях течений и ветрового дрейфа судна, а также проблему повторного вхождения буровой колонны в скважину после очередного подъема на борт судна полученного керна и смены бурового инструмента.

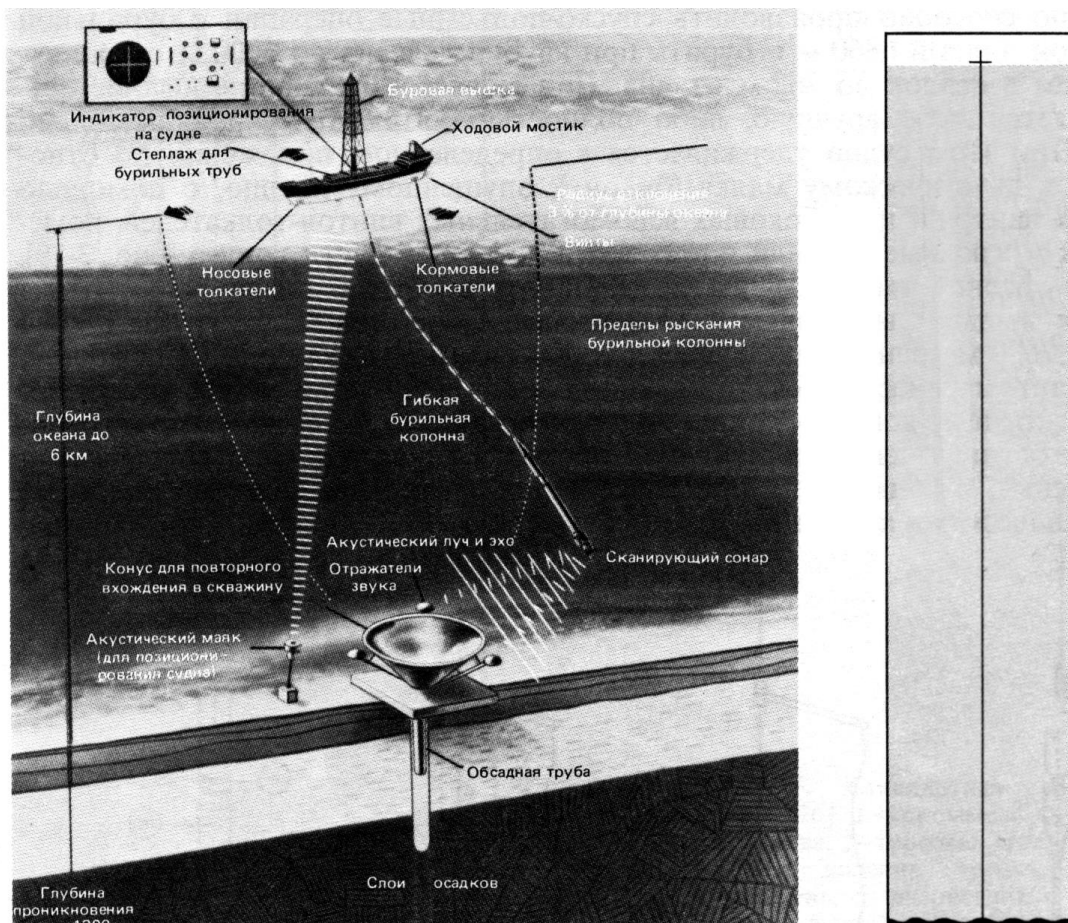


Рис.2.27. Схема динамического позиционирования судна «Гломар Челленджер».

В правой части рисунка приведены истинные соотношения размеров судна, буровой колонны и глубины океана.

Решение этих проблем проиллюстрировано на рис.2.27. Сохранение стабильного положения судна относительно скважины обеспечивается в автоматическом режиме системой динамического позиционирования с использованием активных рулей судна и акустических маяков, предварительно размещенных на дне в районе скважины. Повторное вхождение

буровой колонны в скважину стало возможным благодаря предварительному размещению в устье скважины достаточно широкой воронки (конуса) и оснащению этой воронки и буровой колонны акустическими маяками, позволяющими постоянно отслеживать положение конца буровой колонны относительно скважины и совершать необходимые маневры судна для попадания буровой колонны в воронку и, соответственно, в устье скважины.

Для осуществления буровых работ в Мировом океане был создан консорциум, получивший название «Объединение океанографических институтов по глубинному опробованию Земли» («Joint Oceanographic Institutions for Deep Earth Sampling» – JOIDES), который вначале объединял несколько океанографических институтов США, а в настоящее время включает также многочисленные научные организации из других стран. Советский Союз был участником этого объединения в общей сложности около десяти лет, но по разным причинам дважды прекращал свое участие. Вначале работы велись в рамках Международного проекта глубоководного бурения (Deep Sea Drilling Project), а с 1985 года и до настоящего времени реализуются в рамках новой программы океанского бурения (Ocean Drilling Program). Она осуществляется с помощью более совершенного бурового судна «ДЖОИДЕС Резолюшн» («JOIDES Resolution») (рис.2.28), названного в честь парусника, на котором Джеймс Кук совершал кругосветные путешествия.

За прошедшие сорок с лишним лет в Мировом океане, а также во многих краевых и внутренних морях пробурены скважины, расположенные более чем в тысяче точек от 80° с.ш. до 70° ю.ш. (рис.2.29). В результате получены многие километры керна – проб осадочных и магматических пород, всестороннее изучение которых позволило выяснить геологическое строение дна океана и проследить историю его развития.

В течение первой фазы бурения главной задачей было достижение твердого фундамента как можно в большем числе районов. Опробование осадков в скважинах при этом проводили с большими перерывами. В течение нескольких лет в разных районах Мирового океана были пробурены сотни скважин, которые вошли в магматические породы фундамента. Изучение магматических и осадочных пород



Рис.2.28. Буровое судно «ДЖОИДЕС Резолюшн».

показало, что возраст океанской коры становится древнее по мере удаления от срединно-океанских хребтов в сторону окраинных частей океана.

Было установлено, что наиболее древние (среднеюрские) базальты фундамента развиты только по окраинам Атлантического и Тихого океанов. По направлению к срединным хребтам они становятся моложе и в их осевой части имеют современный возраст. Было также установлено, что океанские базальты достаточно разнородны по химическому составу и изотопному составу некоторых химических элементов (Rb, Sr, Nd и др.), что сви-

детельствовало о неоднородности источников базальтовых магм, расположенных в верхней мантии.

Эти сведения, несомненно, представляли значительный интерес, но все же наиболее значимые достижения глубоководного бурения связаны с изучением осадочного чехла океана. Одним из них явилась разработка детальных стратиграфических шкал – точно датированных последовательностей осадков в разрезе, которые позволяют восстановить ход геологических событий и коррелировать их между собой на больших расстояниях. Были разработаны детальные зональные шкалы по многим группам микроорганизмов с известковым, кремневым и органическим скелетом, которые позволили расчленять осадочный чехол на отрезки, отвечающие временным интервалам продолжительностью до нескольких сот тысяч лет.

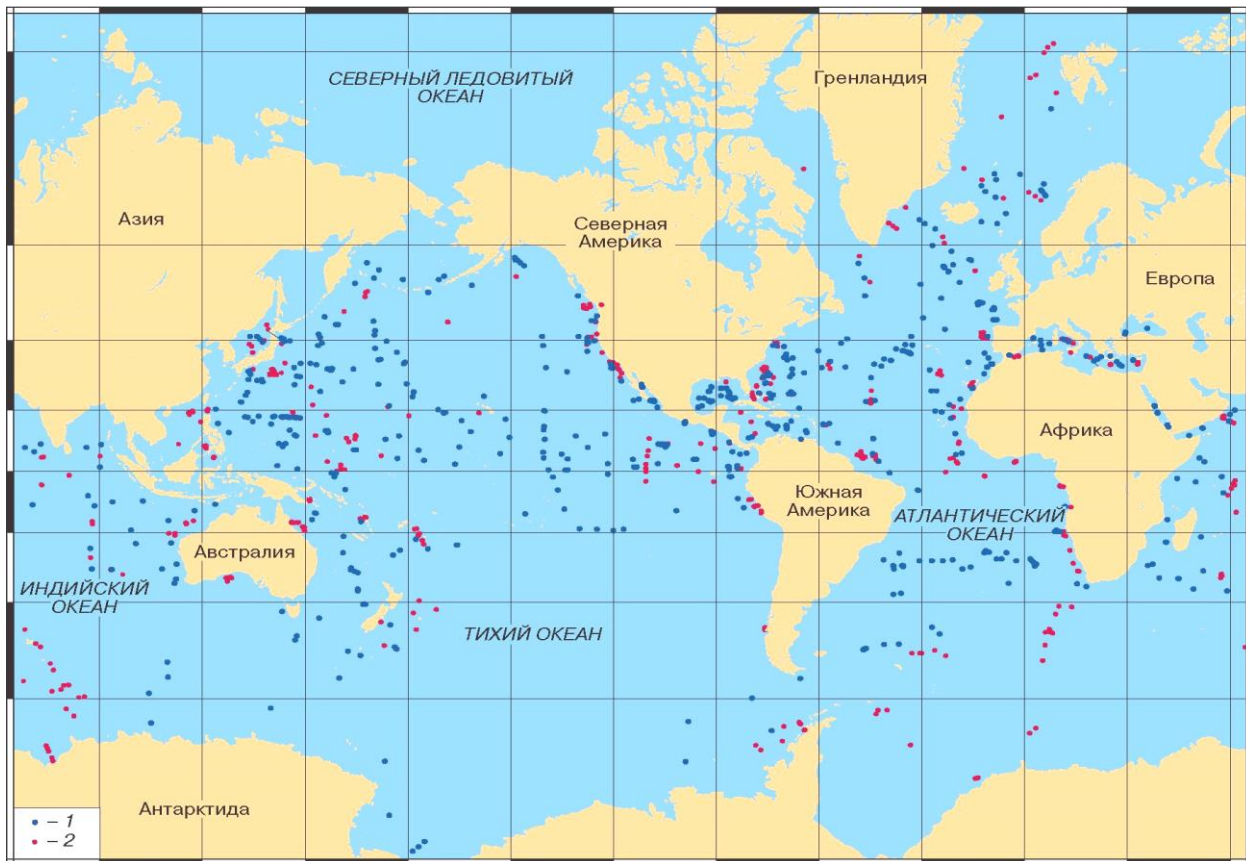


Рис.2.29. Карта точек бурения в океанах, пробуренных с судна «Гломар Челленджер» в 1968–1985 гг. (красные точки) и с судна «ДЖОИДЕС Резолюшн» в 1985-2010 гг. (Басов, 2011).

Применение стратиграфических шкал выявило исключительно сложное строение осадочных разрезов океана. Оказалось, что непрерывные разрезы осадков в океане представляют собой скорее исключение, а не правило, как это представлялось до начала глубоководного бурения. В большинстве случаев осадочные разрезы Мирового океана содержат перерывы в накоплении осадков, обусловленные активной циркуляцией придонных вод, продолжительностью от нескольких сот тысяч до нескольких миллионов и даже десятков миллионов лет. Вместе с тем анализ осадочных разрезов показывает, что в истории океана были периоды, когда циркуляция придонных вод в некоторых частях почти полностью прекращалась. Это приводило к появлению в придонном слое воды бескислородных условий и формированию на дне специфических черных сланцев с повышенным содержанием органического вещества.

Впечатляющие результаты получены также при реконструкции палеоклиматов Земли. В океанах их можно восстановить на основе изменений в составе микроорганизмов. При изучении керн глубоководных скважин выяснилось, что, что в момент роста раковин

бентосных фораминифер изотопный состав кислорода в них находился в равновесии с изотопным составом морской воды. То есть при потеплениях и таяниях континентальных ледников раковины обогащаются легким изотопом кислорода и, наоборот, при похолоданиях и росте ледников на континентах – тяжелым изотопом. Это позволило разработать надежный метод оценки климата прошлых геологических эпох. Особенно эффективен изотопно-кислородный метод при реконструкции изменений климата на протяжении последних 700 тыс. лет, для которых имеется четкий палеомагнитный критерий определения абсолютного возраста осадков по их прямой намагниченности, соответствующей палеомагнитной эпохе Брюнес. Для этого периода получена исключительно детальная палеоклиматическая кривая, которая повторяется в почти неизменном виде в разных районах Мирового океана.

Исследования с применением подводных обитаемых аппаратов

Кроме глубоководного бурения, о котором шла речь выше, следует отметить применение подводных обитаемых аппаратов (ПОА) при изучении современных геологических процессов и новых форм органической жизни на дне океана.

К числу первых морских экспедиций по геологическому изучению дна океана с применением подводных обитаемых аппаратов можно отнести исследования в осевой зоне Срединно-Атлантического хребта (в 350 милях к юго-западу от Азорских о-вов) по франко-американскому проекту «ФАМОУС» («FAMOUS» - French American Mid Ocean Undersea Study), проведенные в период 1973-1974 гг.

К этому времени во Франции, США, Канаде, Японии и других странах уже существовали обитаемые аппараты, способные погружаться на различные, в том числе - максимальные глубины океана. Достаточно вспомнить погружение Жака Пикара в батискафе «Триест» в 1960 г. на дно Марианской впадины на глубину 10916 м. Однако многочисленные погружения этих аппаратов за редким исключением не были нацелены на решение конкретных геологических задач. В отличие от них, проект «ФАМОУС» был тщательно спланирован. Его выполнению предшествовали детальнейшие исследования с надводных судов в районе предполагаемых погружений. Сами погружения и работы глубоководных аппаратов осуществлялись с точной географической привязкой исследуемых объектов с применением радионавигационных и акустических технических средств.

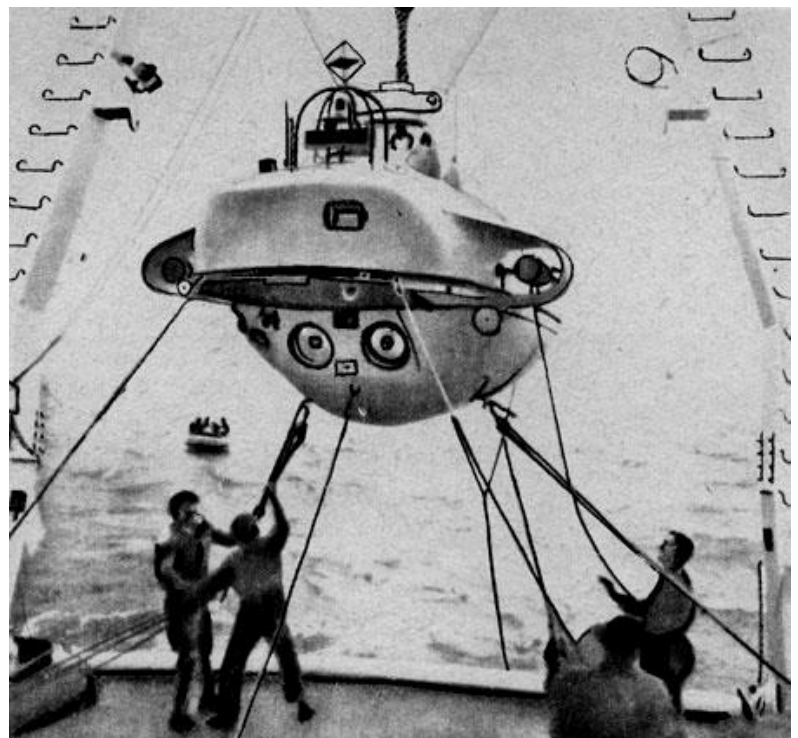


Рис. 2.30. Подводный обитаемый аппарат «Сиана» (SP-3000) перед погружением на дно Атлантического океана.

При выполнении работ по проекту «ФАМОУС» были использованы 2 французских аппарата (батискаф «Архимед» и аппарат «Сиана» типа «SP-3000» - «ныряющее блюдце», разработанный Ж.-И. Кусто, см. рис.2.30), и американский аппарат «Алвин». С применением

этих аппаратов в рамках проекта «ФАМОУС» было выполнено более 50 погружений в осевой зоне Срединно-Атлантического хребта. В 167 различных пунктах были собраны образцы горных пород общим весом более 2 тонн, точно охарактеризованных в отношении геологической обстановки.

В результате, впервые были изучены новейшие и современные структуры морского дна, связанные с дивергентной границей между Африканской и Американской литосферными плитами, получены убедительные свидетельства современных процессов гидротермального минералообразования в осевой зоне Срединно-Атлантического хребта.

В 1960-1970 гг. одновременно в разных странах было построено несколько ПОА с предельными глубинами погружения 2000-3000 м. В нашей стране на протяжении 10 лет проводились исследования с ПОА «Пайсис» канадской постройки (рис.2.31). Работы ПОА «Пайсис» начались с изучения дна озера Байкал в 1977 г. Затем они участвовали в серии рейсов (в основном геологических) по изучению рифтовых зон океана, ущелий и кратеров подводных вулканов на глубинах до 2000 м. Такие малые глубины редко встречаются в глобальной системе срединно-океанских хребтов. Тем не менее, с использованием этих аппаратов были исследованы хребты Рейкьянес и Гуаймас, Аденский и Калифорнийский заливы, Красноморский рифт.



Рис.2.31. Подводный обитаемый аппарат «Пайсис».

Несколько позже были созданы отечественные аппараты других типов, среди которых особенно удачным оказался ПОА «Аргус», совершивший более 700 погружений до глубин 600 м.

Наиболее совершенными подводными обитаемыми аппаратами, рассчитанными на глубины до 6000 м, в настоящее время являются глубоководные обитаемые аппараты «Мир». Эти аппараты были построены в Финляндии на фирме «Rauma-Repola» в 1987 году. Аппараты создавались под научно-техническим руководством ученых и инженеров Института Океанологии АН СССР им. П.П. Ширшова. Аппараты установлены на судне обеспечения «Академик Мстислав Келдыш». Фотография ГОА «Мир» во время спуска на воду с борта этого судна приведена на рис.2.32, а его конструкция и основные характеристики на рис.2.33.



Рис.2.32. Спуск на воду глубоководного обитаемого аппарата «Мир» с борта НИС «Академик Мстислав Келдыш».

В период 1987-2005 гг. было проведено 35 экспедиций с применением ГОА «Мир», в которых под руководством А.М. Сагалевича и И.С. Черняева проведен обширный комплекс научных исследований в различных районах Атлантического и Тихого океанов, характеризующихся гидротермальной активностью на дне. Это районы Срединно-Атлантического хребта (САХ), районы Лао и Манус в юго-западной части Тихого океана, вулканы Пийпа в Беринговом море и Лоихи в районе Гавайских островов, залив Монтерей, район Гуаймас в Калифорнийском заливе, Восточно-Тихоокеанское поднятие. В этих районах обследованы большие площади дна океана с признаками современной гидротермальной активности, в том числе участки дна, сложенные полиметаллическими рудами.

Оказалось, что активные гидротермальные проявления на дне океана (получившие название «черные курильщики»), выносящие горячие флюиды из недр океанической коры, окружены гигантскими геологическими постройками, сложенными сульфидами металлов, содержащими высокий процент железа, марганца, никеля, меди, цинка, кобальта и других металлов.

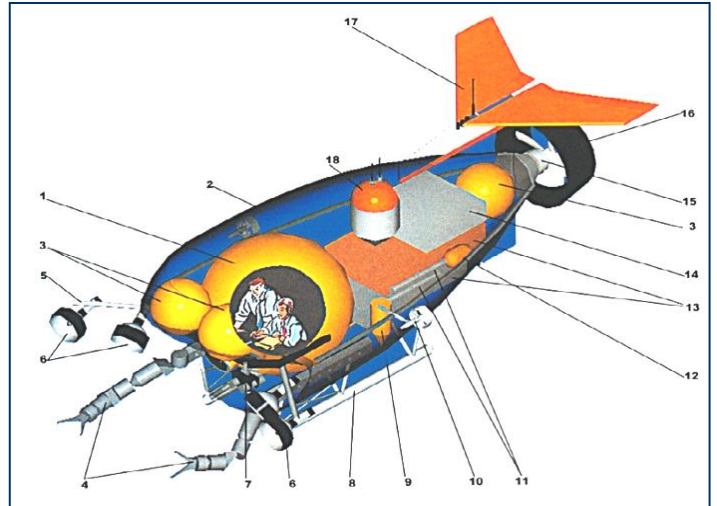


Рис.2.33. Конструкция глубоководного обитаемого аппарата «Мир» (Сагалевич, 2002).

Глубина погружения 6000 м., экипаж 3 чел., скорость 5 узлов, вес 18,6 т., размеры 7,8 x 3,2 x 3,0 м.

1 - обитаемая сфера; 2 - легкий корпус; 3 - балластные сферы; 4 - манипуляторы; 5 - выдвижные приборные штанги; 6 - мощные светильники; 7 - теле-, фотокамеры на поворотном устройстве; 8 - опорные лыжи; 9 - бункер с никелевой дробью (аварийный балласт); 10 - боковой двигатель; 11 - насос высокого давления для откачивания водяного балласта; 12 - гидравлическая станция с электроприводом; 13 - боксы с аккумуляторами 120 вольт; 14 - боксы с аккумуляторы 24 вольта; 15 - главный двигатель; 16 - насадка главного двигателя; 17 - крыло; 18 - аварийный буй.

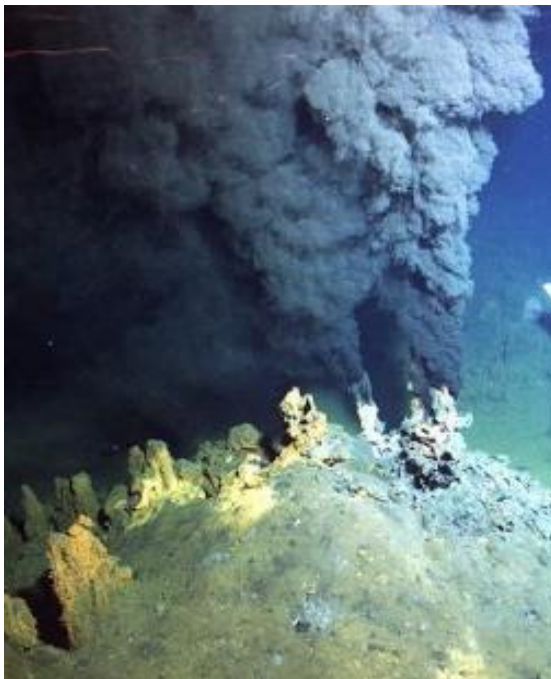


Рис.2.34. Черные курильщики на гидротермальном поле Рэйнбоу (Срединно-Атлантический хребет).



Рис.2.35. Вестиментиферы и моллюски на гидротермальном поле в пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия

Фотография «черного курильщика» на гидротермальном поле Рэйнбоу в пределах Срединно-Атлантического хребта приведена на рис.2.34.

В процессе погружений ГОА «Мир» исследован уникальный животный и растительный мир в зонах современной гидротермальной разгрузки, рождение и жизнь которого связаны с бактериальным хемосинтезом при полном отсутствии солнечного света. Это явление получило название хемобиоз. На рис.2.35 показаны вестиментиферы и моллюски – типичные представители этой уникальной экосистемы.

На геотермальных полях дна океана распространены также «белые курильщики», постройки которых обычно сложены ангидритом или кальцитом. Температура поступающего из них флюида меньше, чем у «черных курильщиков». Незначительно и содержание сульфидов металлов. Поэтому не наблюдаются и «черные дымы». Дно в районе этих геотермальных образований, как правило, бронировано отложениями гипса или кальцита.

На рис.2.36 приведена фотография, иллюстрирующая отбор образца ангидритовой трубы активного «белого курильщика», обнаруженного с борта глубоководного обитаемого аппарата «Мир» на вершине подводного вулкана Пийпа (в Командорской котловине Берингова моря).

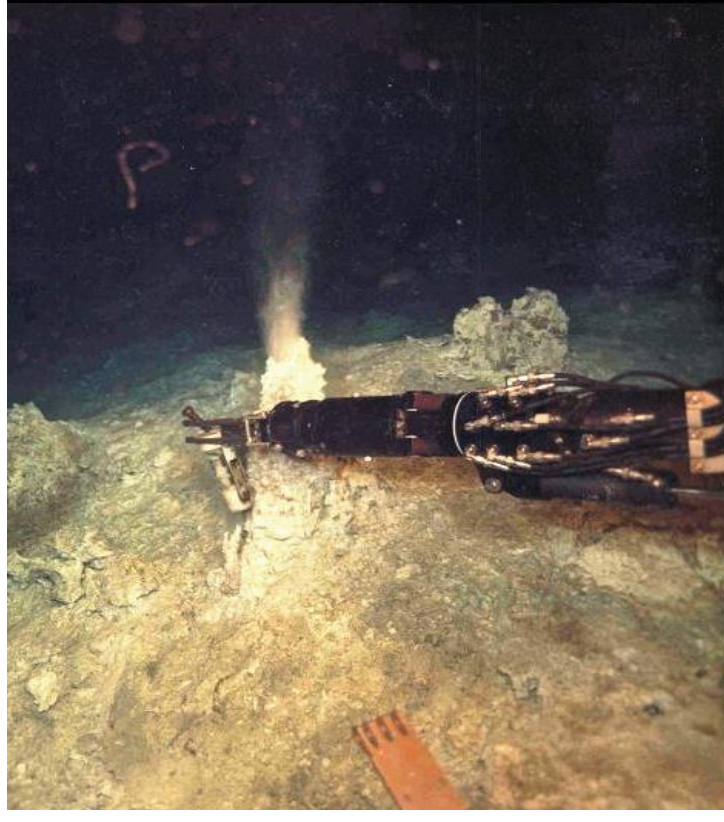


Рис.2.36. Отбор образцов постройки «белого курильщика» манипулятором ГОА «Мир» на подводном вулкане Пийпа (Берингово море).